

土研資料第1543号

土 木 研 究 所 資 料

河川における土砂の移動機構に関する研究ノート〔Ⅱ〕

昭和55年 2 月

建設省土木研究所

Copyright © 54年度 by P. W. R. I.

All rights reserved. No part of this book may be reproduced by any means, nor transmitted, nor translated into a machine language without the written permission of the Director of P. W. R. I.

この報告書は、土木研究所長の承認を得て刊行したものである。したがって、本報告書の全部又は一部の転載、複写は土木研究所長の承認を得ずしてこれを行なってはならない。

ま え が き

本報告は、土木研究所資料第1416号の続編である。

次の三点について報告を行った。

1. ほぼ均一粒径を河床材料にもつ河川における土砂輸送量と流れの抵抗を、水深、勾配、河床材料の平均粒径の三量を用いて予測する方法について述べた。
2. 混合砂の土砂動態について、実際河川資料、室内実験資料を用いて考察を行った。
3. 河川の平面形態区分における川幅・水深比の役割について考察を行った。

まえがき

1 編 ほぼ均一砂を持つ移動床の水理総括

〔1〕はじめに	1
〔2〕移動床の水理特性を支配する要因	1
〔3〕河床波の分類	5
〔4〕解析の方法	5
〔5〕流れの抵抗	10
〔6〕流砂量	15
〔7〕Grain Reynolds number の効果	22
〔8〕川幅水深比の効果	25
〔9〕本成果の適用性とその利用について	27
〔10〕おわりに	27
付表 table 1, 2, 3, 4, ...	46

2 編 混合砂の移動特性に関する研究ノート

〔1〕混合砂の移動限界	67
〔2〕実河川における土砂動態に関する二、三の検討	72

3 編 実際河川の観測資料よりみた土砂の移動特性

〔1〕はじめに	85
〔2〕実際河川の土砂移動機構	85
付表 table 1, 2, 3, 4, ...	103

4 編 河川の平面形特性区分における川幅水深比の役割

〔1〕はじめに	125
〔2〕中規模河床波の発生域とそのスケール	125
〔3〕中規模河床波と平面形	130
〔4〕蛇行度 S は何によって決まるか	131
〔5〕平面形変動特性	138
〔6〕川幅水深比は何によって決まるか	139
〔7〕おわりに	141
付表 table 1, 2, 3, 4, 5, ...	143

あとがき

参 考 資 料 河床材料から見た河川の特徴

土研資料第1416号の訂正

1 編 ほぼ均一砂を持つ移動床の水理総括

〔1〕 は じ め に

沖積河川における流れの抵抗，流砂量を知るために，長年の間多くの実験および野外観測が行われてきたが，これらの多大の努力にもかかわらず，それらと水理量との間の関係は土砂と水の相互作用の複雑さのために良く理解されていない。

ほぼ均一砂を持つ移動床の水理を理解するために，多数の実験室資料，実河川資料を集め，それらを相似律の観点から整理した。本報告に使われた主な資料は Table 1，および Table 2に示されている。

〔2〕 移動床の水理を支配する要因

長方形断面，直線水路，ほぼ均一砂を持つ水路における定常状態での移動床の水理特性，すなわち，河床形態，流砂量，流れの抵抗は，次のような要因に支配されると考えられる。

水路の特性	水路幅 B ，勾配 I
流れの特性	水深 H
流体の特性	水の密度 ρ_w ，水の動粘性係数 ν
底質の特性	粒径 d ，密度 ρ_s ，Shape factor S.F.
場の特性	重力加速度 g

従って流砂量 q_s あるいは流速係数 φ は

$$q_s \text{ or } \varphi = f(\rho_w, \nu, \rho_s, d, \text{S.F.}, B, I, H, g) \quad (1)$$

となる。次元解析および $u_* = \sqrt{g H I}$ の関係より(1)式は，次のように書き改めることができる。

$$q_s / u_* d \text{ or } \varphi = f(\text{Re}, \tau_*, H/d, B/H, S, \text{S.F.}) \quad (2)$$

ここで $\text{Re} = u_* d / \nu$ ， $\tau_* = u_*^2 / (s g d)$ ， $S = (\rho_s - \rho_w) / \rho_w$ である。

もし，底質材料として通常河川で見られる砂や砂利（人工的に砕かれたものでない砂，および極端に偏平でない砂利）を使い，水路の側壁がスムーズなものであり，河幅水深比 B/H が3以上で，かつ中規模河床波が生じるほど大きくなければ，(2)式における S.F.， S ， B/H を除くことができる。なぜならば， S はほぼ一定（2.6～2.7）であり，また側壁の影響もほぼ無視しえるからである。

(2)式は次のようになる。

$$q_s / u_* d \text{ or } \varphi = f(\text{Re}, \tau_*, H/d) \dots\dots\dots (3)$$

ただし，河床の三次元的形態（中規模河床波）および，それが流砂量，流れの抵抗に及ぼす影響を知るためには， B/H を除くことはできない。

Table 1. The list of flume data

<i>N</i>	Researcher	d_{30} or d_m	τ_*	H/d	Reference
1	Guy H.P., Simons D.B. Richardson E.V.	0.054 cm	0.03 ~ 4.5	330~485	10)
		0.047	0.12 ~ 1.6	200~719	
		0.033	0.06 ~ 3.2	440~480	
		0.032	0.04 ~ 6.0	480~704	
		0.093	0.02 ~ 1.1	108~337	
		0.045	0.03 ~ 1.8	180~575	
		0.027	0.04 ~ 6.5	435~1,117	
		0.019	0.04 ~ 6.0	480~1,700	
2	Gilbert	0.0305	0.09 ~ 1.2	57~204	9)
		0.0506	0.3 ~ 1.3	70~187	
		0.0494	0.01 ~ 0.17	5~24	
		0.7010	0.05 ~ 0.21	7~22	
		0.317	0.07 ~ 0.19	7~27	
		0.494	0.08 ~ 0.32	9~34	
		0.171	0.08 ~ 0.45	13~100	
		0.0786	0.17 ~ 0.91	21~160	
		0.0506	0.22 ~ 1.3	30~330	
		0.0375	0.10 ~ 1.77	30~597	
3	Water Way Experimental Station	0.0586	0.025~0.139	29~167	27)
		0.0541	0.03 ~ 0.21	40~232	
		0.0525	0.03 ~ 0.23	43~360	
		0.0506	0.03 ~ 0.251	39~317	
		0.0483	0.03 ~ 0.286	38~350	
		0.0347	0.08 ~ 0.41	105~460	
		0.0304	0.03 ~ 0.41	48~390	
		0.0205	0.03 ~ 0.924	111~1,016	
		0.04077	0.05 ~ 0.082	14~38	
4	Sten R.A.	0.04	0.28 ~ 3.26	228~762	22)
5	Williams G.P.	0.135	0.045~0.71	18~166	28)
6	Nordin C.F.	0.114	0.043~1.1	225~797	19)
7	Kikkawa H.,	1	0.058~0.124	14~45	15)
	Fukuoka T., Baba T.,	3	0.06 ~ 0.1	5~10	
	Kono F.	5	0.067~0.093	5~7	

Table 1. (continued)

λ	Researcher	d_{50} or d_m	τ_*	H/d	Reference
8	Kinoshita R.	0.038 cm	0.02 ~ 0.9	6 ~ 56	16)
		0.124	0.03 ~ 0.5	5 ~ 21	
		0.17	0.02 ~ 0.45	5 ~ 16	
		0.5	0.08 ~ 0.15	2 ~ 3	
		0.0765	0.08 ~ 0.34	8 ~ 12	
9	Iguchi S.	0.23	0.02 ~ 0.27	26 ~ 13	12)
		0.045	0.05 ~ 0.6	8 ~ 58	
		0.335	0.07 ~ 0.14	7 ~ 34	
		0.05	0.13 ~ 0.33	25 ~ 75	
10	Ikeda H.	0.055	0.063 ~ 0.21	5 ~ 23	13)
		0.033	0.17 ~ 0.42	16 ~ 41	
		0.029	0.02 ~ 0.34	4 ~ 89	
11	Sato S. Kikkawa H. Ashida K.	0.104	0.03 ~ 0.25	186 ~ 306	20)
		0.221	0.03 ~ 0.32	48 ~ 179	
		0.262	0.03 ~ 0.231	74 ~ 193	
		0.376	0.03 ~ 0.16	48 ~ 125	
		0.458	0.03 ~ 0.093	42 ~ 92	
12	Willis J.C. Coleman N.L. Ellis W.N.	0.01	0.80 ~ 3.2	1,000 ~ 3,700	29)
13	Lausen E.M.	0.011	0.63 ~ 1.5	692 ~ 2,750	17)
		0.004	1.3 ~ 3.1	2,890 ~ 5,132	
14	Agi K.	0.022	0.006 ~ 0.552	50 ~ 681	1)
15	Tanaka Y.	0.091	0.16 ~ 1.5	40 ~ 89	24)
16	Tamai N. Nagao T. Mikuni T.	0.15	0.038 ~ 0.156	3.5 ~ 18	23)
		0.076	0.022 ~ 0.223	2 ~ 33	
17	Fukami C.	0.031	0.19 ~ 0.38	125 ~ 293	31)

Table 2. The list of field data

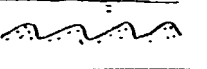
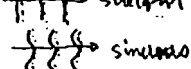
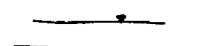
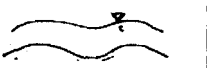
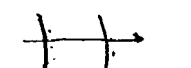
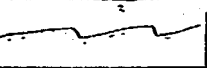
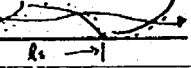
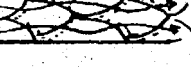
No	Researcher	River	Location	d cm	τ_*	H/d	Reference
18	Culbertson J.K. Dawdy D.R.	Rio Grand	Calisteo	0.04	0.6~8.7	244~3,600	6)
			Angestura	0.039	1.1~1.2	1,300~1,550	
			Casa Colorado	0.024	1.06~3.5	2,080~6,300	
			Rio Puerco	0.024	0.75~5.2	1,240~7,900	
			San Antonio	0.020	0.60~2.4	1,800~7,200	
19	Hubbell D.W. Matejka D.Q.	Middle Loup	Dunning	0.03 ~0.04	0.4~1.7	250~1,050	11)
20	Jordan P.R.	Mississippi	St. Louis	0.019 ~0.078	0.5~2.4	8,800~56,000	14)
21	Colby B.R.	Niobrara	Cody	0.028	0.6~4.0	1,000~4,000	3)
22	Beckman E.W. Furness L.W.	Elkohorn	Waterloo	0.025	0.52~2.0	1,600~8,300	2)
23	Nordin C.F.	Rio Grande	Bernalillo	0.019 ~0.037	0.55~2.39	1,200~4,700	18)
24	Shastri V.S. Sayer W.W.	Missouri	Omaha	0.02	1.3~2.1	9,000~24,000	21)
25	Yamamoto K.	Tone	Kawamata	0.042	0.3~2.3	1,100~2,700	30)
			Mefukibashi	0.035	1.2~2.0	5,000~27,000	
			Fukawa	0.035	1.2~2.3	14,000~23,000	
26	Do.	Watarase	Hayakawada	0.06	1.5~4.0 (erratic)	3,000~11,000	Do.
27	Do.	Kokai	Kawdmata	0.055	0.8~1.9	5,000~11,000	Do.
28	Do.	Kinu	Hirakata	0.060	1.5~4.0	5,000~14,000	Do.
29	Do.	Kitakami	Tomebashi	0.063	0.85~1.6	8,000~9,000	Do.
30	Do.	Ibi	Imaobashi	0.03 ~0.05	0.95~2.3	8,000~23,000	Do.
31	Do.	Nagara	Nanno	0.046~0.13	0.1~1.8	1,000~12,000	Do.
32	Do.	Hii	Othu	0.09 ~0.28	0.05~2.0	50~1,600	Do.
33	Do.	Shinano	Teisekibashi	0.045	0.07~1.3	6,000~9,000	Do.
34	Do.	Abukuma	Iwanuma	0.07	0.05~1.3	600~6,500	Do.
35	Do.	Kitakami	Nodabashi	0.10	0.1~0.42	390~1,280	Do.
36	Do.	Yahagi	Hina	0.2	0.06~1.7	300~1,800	Do.
			Iwathu	0.2	0.5~1.5	1,000~2,000	
37	Do.	Yodo	Maikata	0.16	0.3~1.0	1,800~4,300	Do.

No 25~37 Almost velocity was measured by float method

〔3〕 河床波の分類

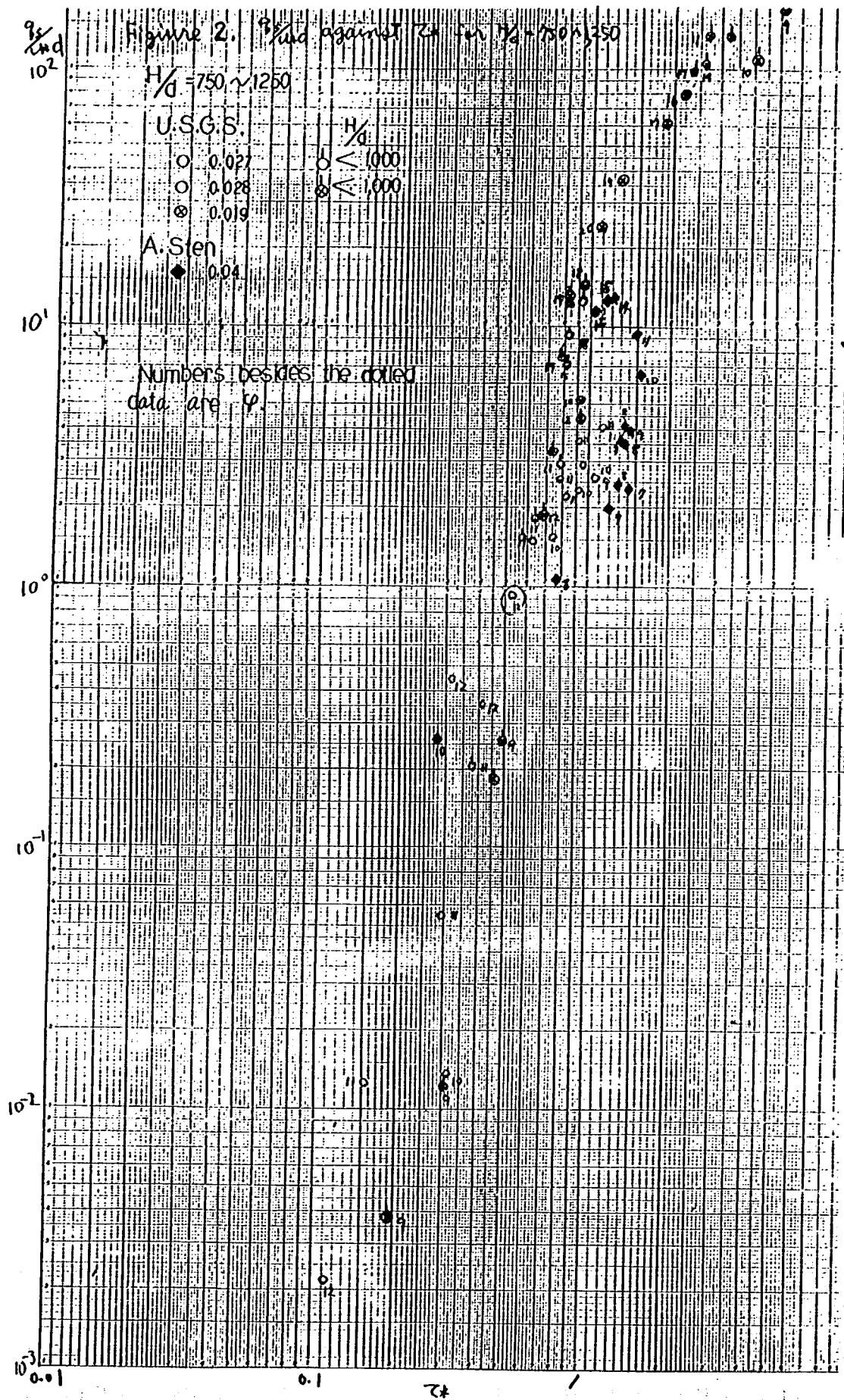
河床の形態を区分する場合、各種の河床波をそのスケールで区分すべきではない。(堆積学の研究者の河床波の形態区分の方式は、その大きさで区分しているものが多いようだ。)河床波の区分は、その成因の違い(河床波を発生させる要因による区分)から区分すべきであろう。しかしながら現在、種々の河床波の成因が明確になっていないという知識の段階では、スケールで区分することはやむを得ないことかも知れない。ここでは、一応土木学会水理委員会で区分した河床波の分類を使う。Fig.1 に河床波の名称と特性を簡単に記しておいた。

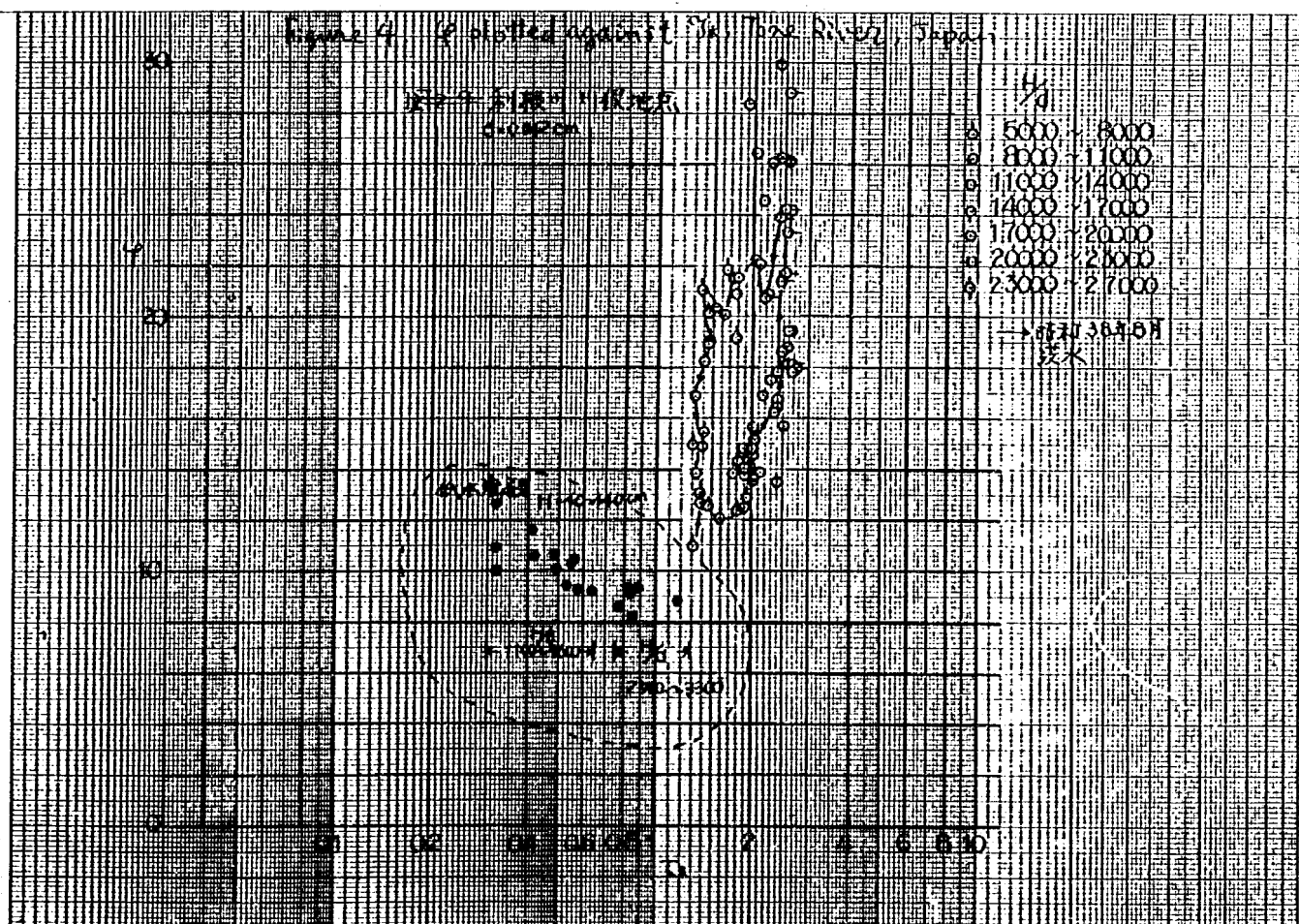
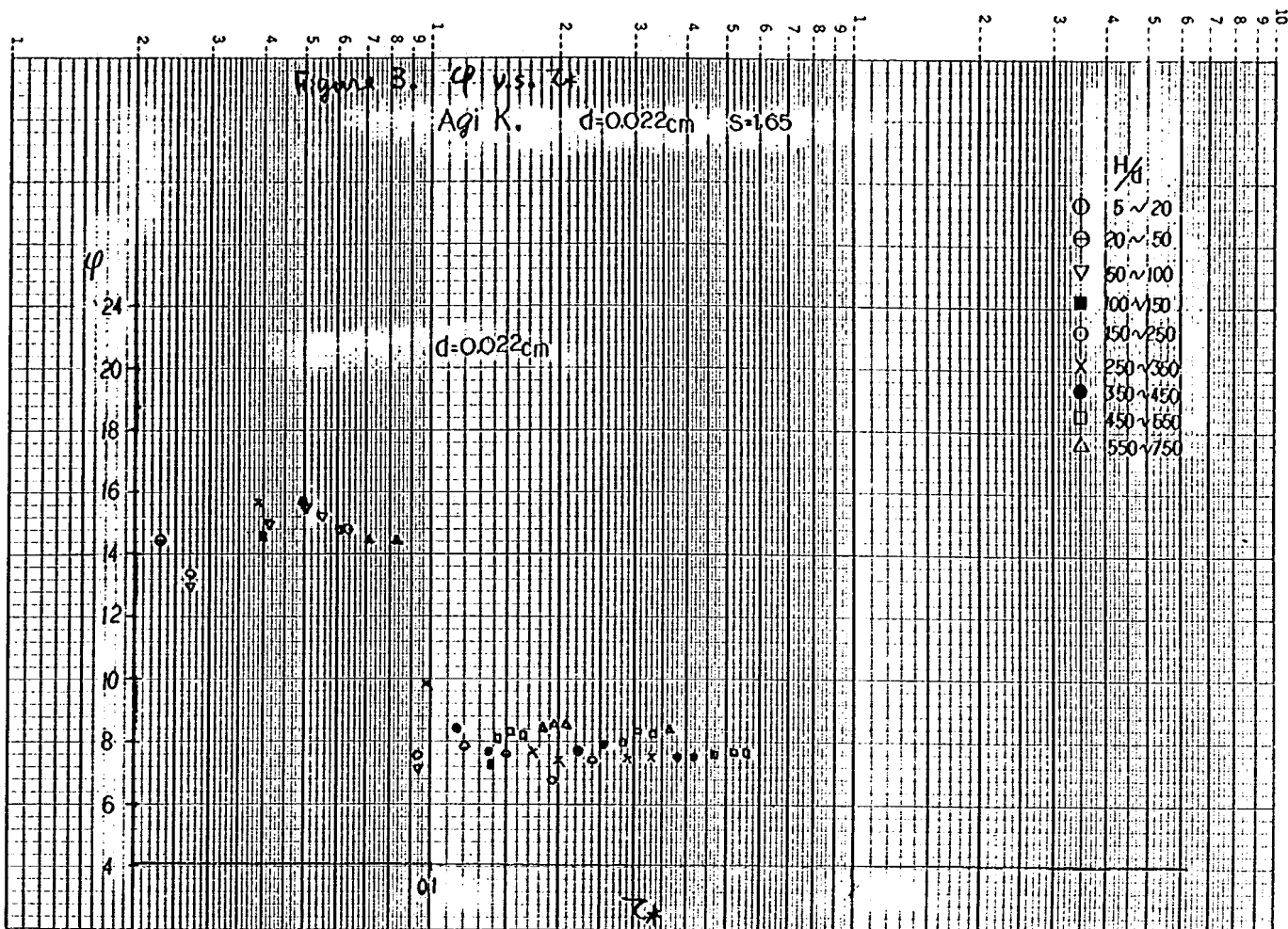
Fig.1 Definition of bed configuration

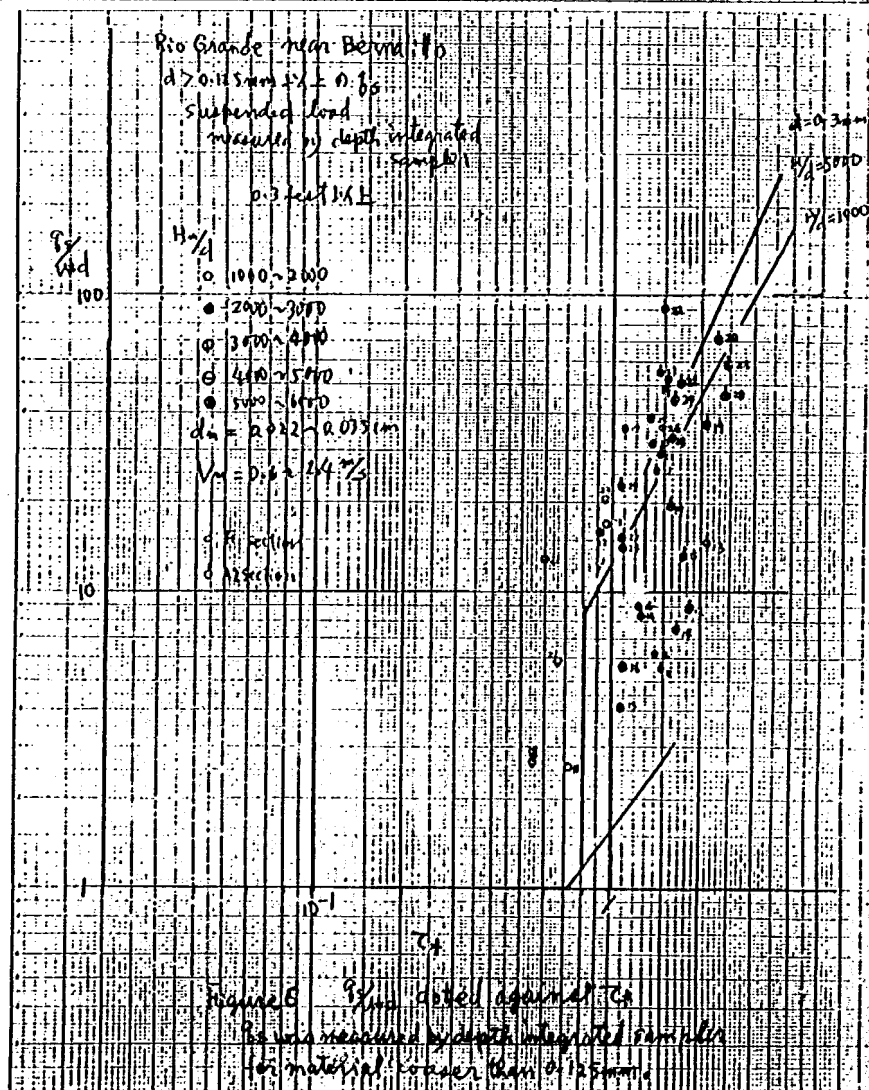
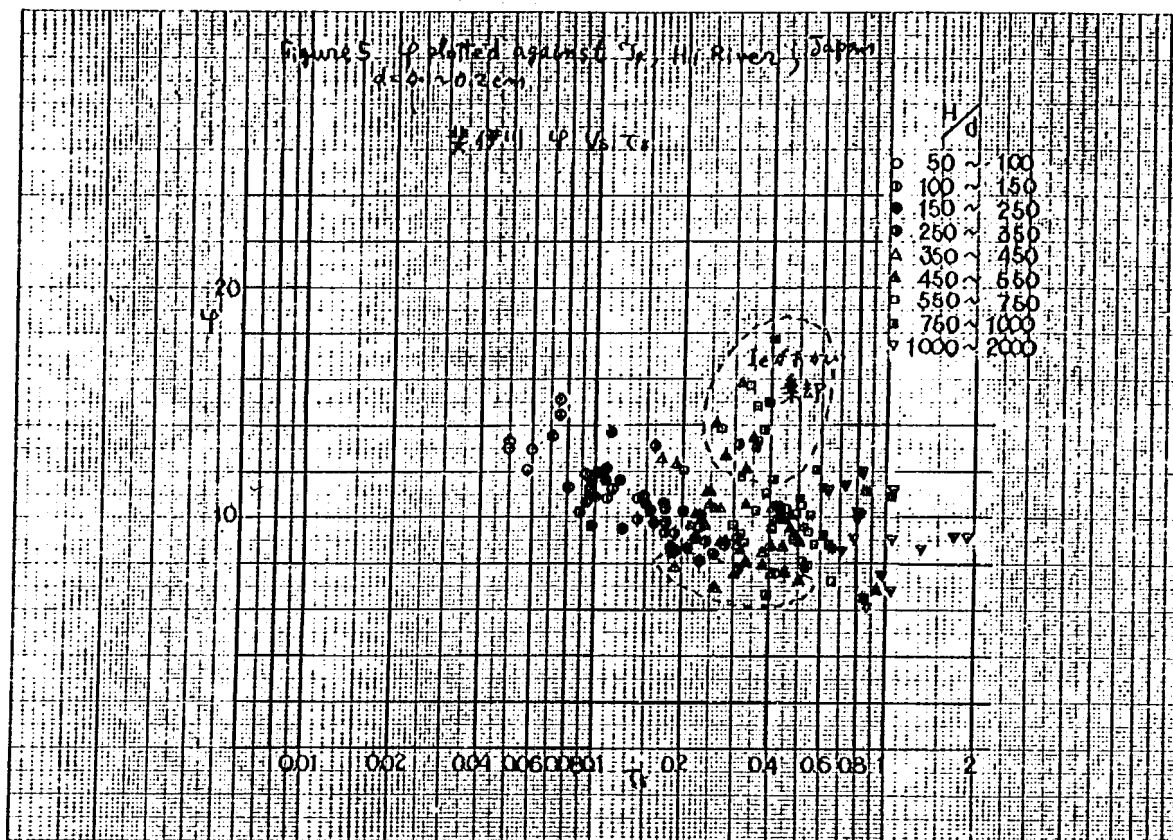
Bed Form		pattern		Direction of movement	Behaviour occurrence
		Longitudinal profile	plan view		
Small scale bed configuration	Lower Regime	Ripples	 	Downstream	Moving velocity is much less than that of flow. Wave length is about 500~1500 times sediment size.
		Dunes	 	Downstream	Their upstream faces are usually gently inclined as compared with their much steeper downstream face. Wave length is about 4~10 times water depth.
		Transition			A configuration consisting of a heterogeneous array of bed forms, primarily low-amplitude ripples and dunes interspersed with flat region.
	Upper Regime	Flat			A bed surface devoid of bed forms with high sediment load.
		Antidune	 	Downstream stationary upstream	In phase with and strongly interact with gravity water surface waves.
Middle scale bed configuration		Alternate bars	 	Downstream	They are formed in a staggered pattern at the banks of channels. The talweg weaves back and forth across the bed. Wave length is about 5~16 times channel width.
		Double bars	 	Downstream	
		Multiple bars	 	Downstream	They occur when B/H is very large. They look like scales.

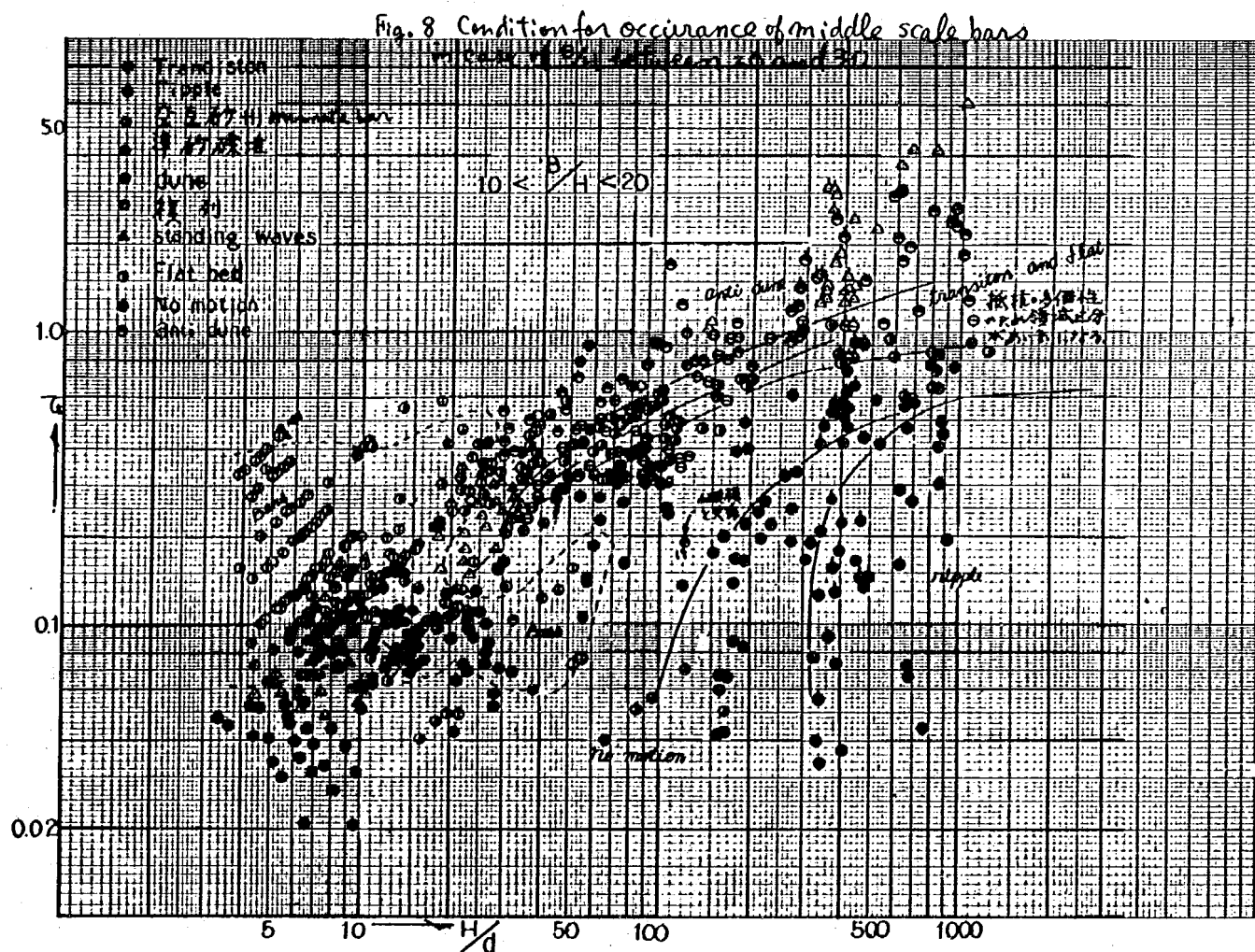
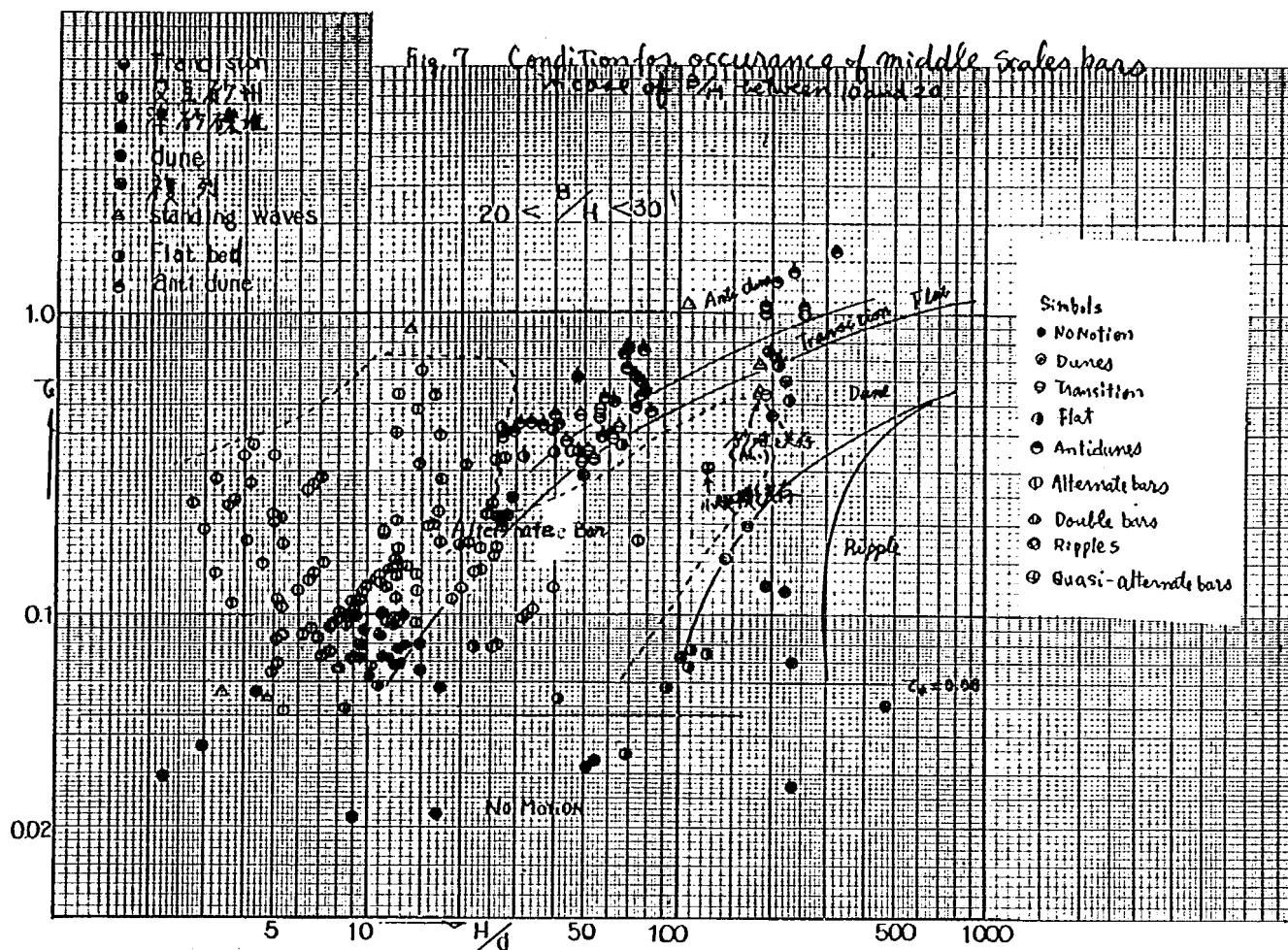
〔4〕 解析の方法

(3)式の関係を求めるために、 τ_* に対する q_0/u_*d の値を $H/d = 5 \sim 20, 20 \sim 50, 50 \sim 100, 100 \sim 150, 150 \sim 250, 250 \sim 350, 350 \sim 450, 450 \sim 550, 550 \sim 750, 750 \sim 1250$ ごとに Fig.2 に示すようにプロットした。また流れの抵抗が流砂量に及ぼす影響を知るために、 ϕ の値をプロットした点の脇に記し、Re 数の影響を知るために粒径ごとに記号を変えた。使われた資料は Table 1 における $\#61, \#62, \#63, \#64, \#65, \#66, \#612, \#613, \#615$ の資料の内 B/H が3以上のものである。他の実験室資料も Fig.1 と同様に図化されたが、中規模河床波が存在すること、実験精度が悪いことより、単に(3)式を評価する参考資料









として使われた。実験室資料の内、流砂量資料の無いものは、Fig. 3 のように τ_* に対する φ の値を各々の H/d ごとにプロットした。

実際河川の資料は、実験室資料と同様に、各々の観測点ごとに Fig. 4, Fig. 5, Fig. 6 のごとく図示した。これらの図は、(3)式を評価するための参考資料として使われた。

これらの図表および、二、三の仮定より、粒径 0.2, 0.3, 0.5, 1, 5 mm の砂礫に対する τ_* , H/d と q_s/u_*d 及び φ の関係図を作った。

直線水路における中規模河床形態の発生条件を知るためには、粒径 0.2 mm 以下の資料を除き、すべての資料を Fig. 7, Fig. 8 のように B/H の値を 10 区切りごとに、河床形態が分るように図示した。

〔5〕 流れの抵抗

移動床上の自由水面を持った流れは、水理量の変化に応じて種々の河床波を生じさせる。この河床波の形および大きさは、流れの抵抗と密接な関係がある。本節においては、中規模河床形態が生じない場合での河床形態と流れの抵抗について述べる。

Fig. 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15 は、粒径 0.02, 0.03, 0.05, 0.10 cm の粒径に対して、流速係数 φ が τ_* , H/d の変化に対してどう変わるかを示したものである。ここで実線の部分は実測資料を基にして描いたものであり、点線の部分は、外挿法および二、三の仮定にもとずいて描かれたものである。

流れの抵抗と河床形態との関係を述べれば次のごとくである。

1) 底質材料の移動を伴わない平坦河床 (No motion)

粗面管路の流れの抵抗係数に関する研究によれば、 Re が 70 以下で

$$\varphi = f(R/d, u_*d/\nu) \quad (4)$$

70 以上で

$$\varphi = f(R/d) \quad (5)$$

となる。それゆえ、底質材料の移動を伴わない平坦河床の φ は

$$\varphi = 6.0 + 5.75 \log \{ H/(cd) \} \quad (6)$$

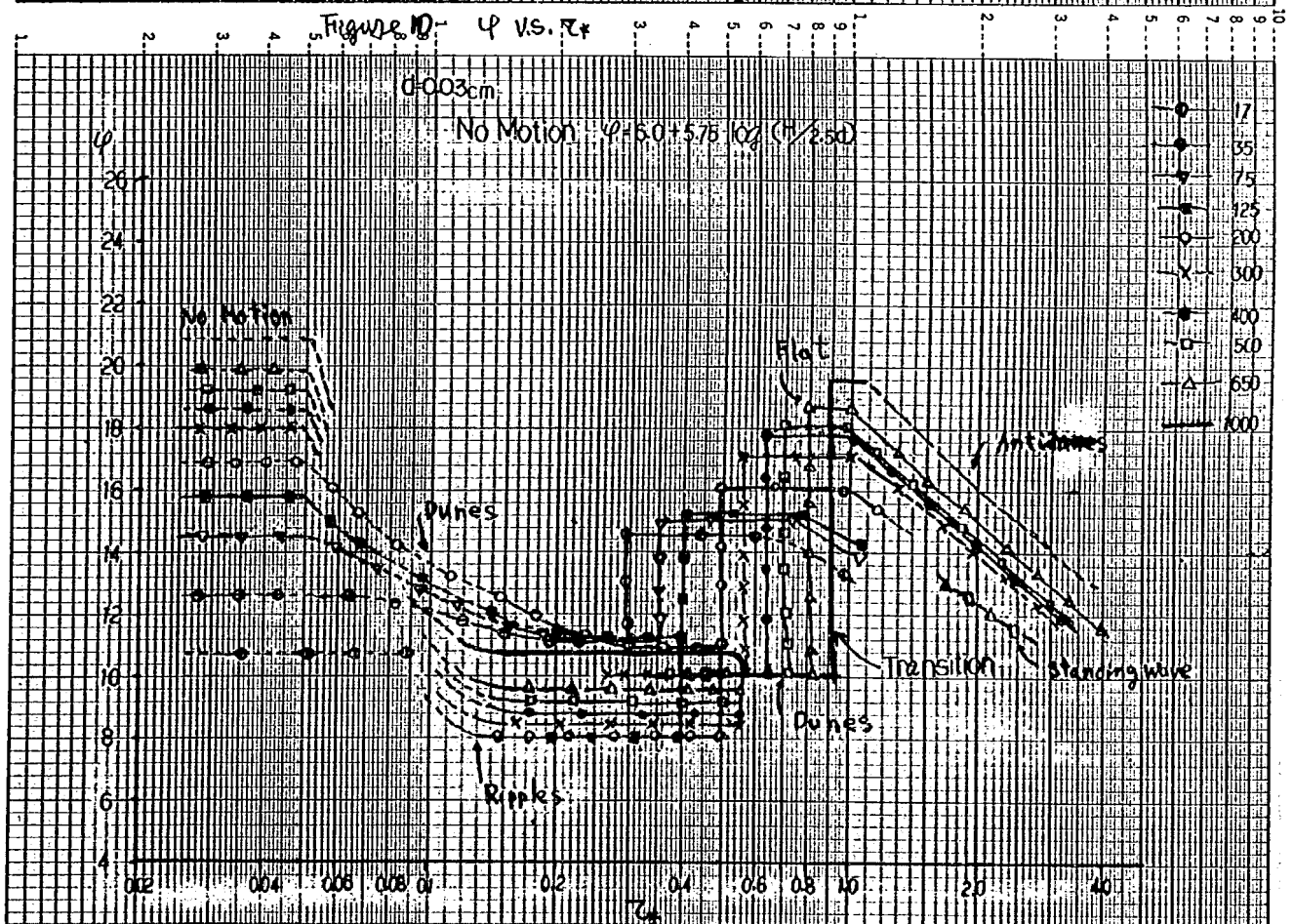
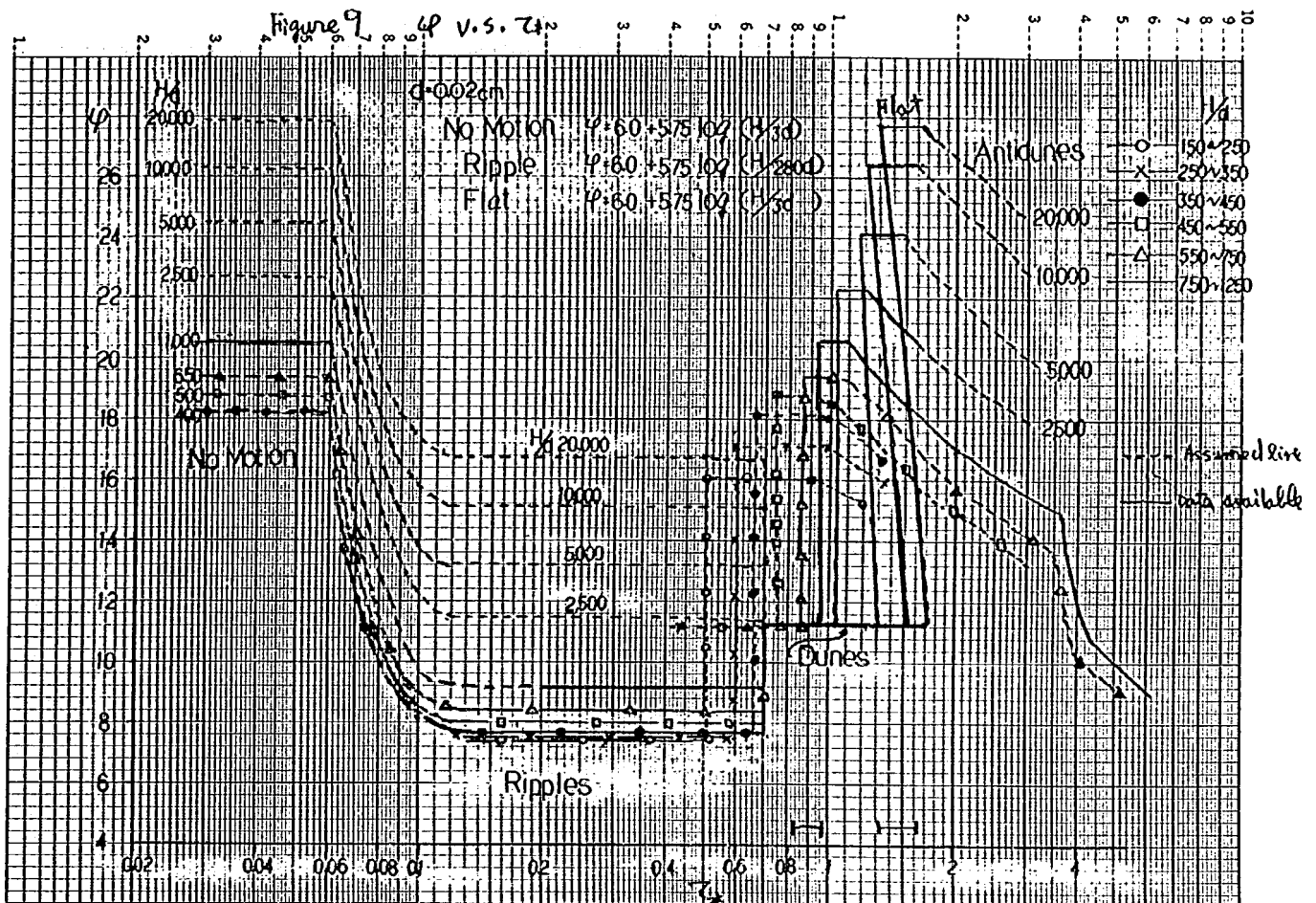
と考えられる。ここで c は Re の関数。

Fig. 9 から Fig. 15 において、 c の値は実測資料および粗面管路の抵抗係数より決められた。W. E. S. の 0.0541 cm および 0.0586 cm 場合は c が小さく $c \div 1$ 程度であるが τ_* が 0.02 より大きい範囲で

粒径 0.02 cm に対して $c = 3$

0.03 cm に対して $c = 2.5$

0.05 cm に対して $c = 2.0$



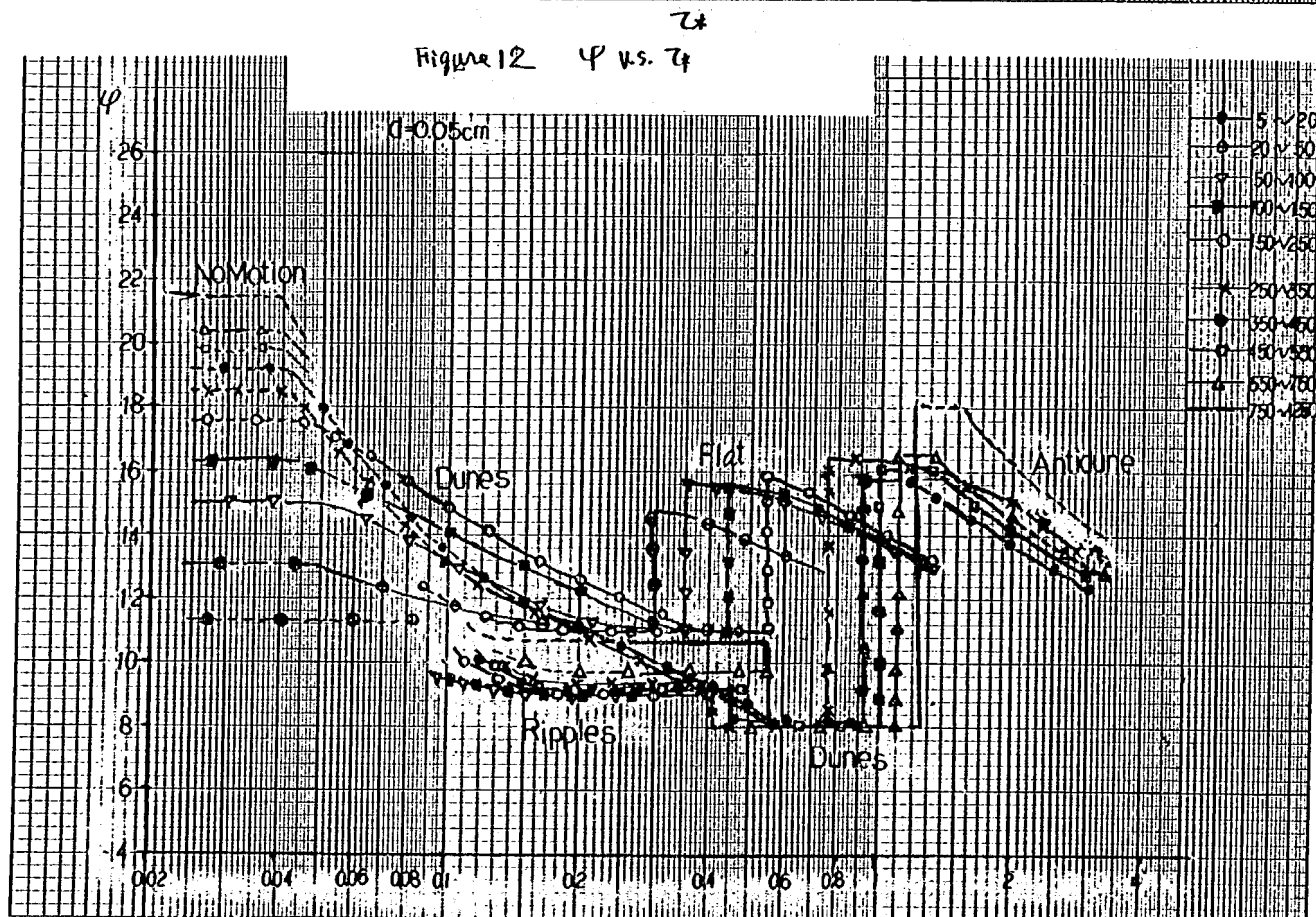
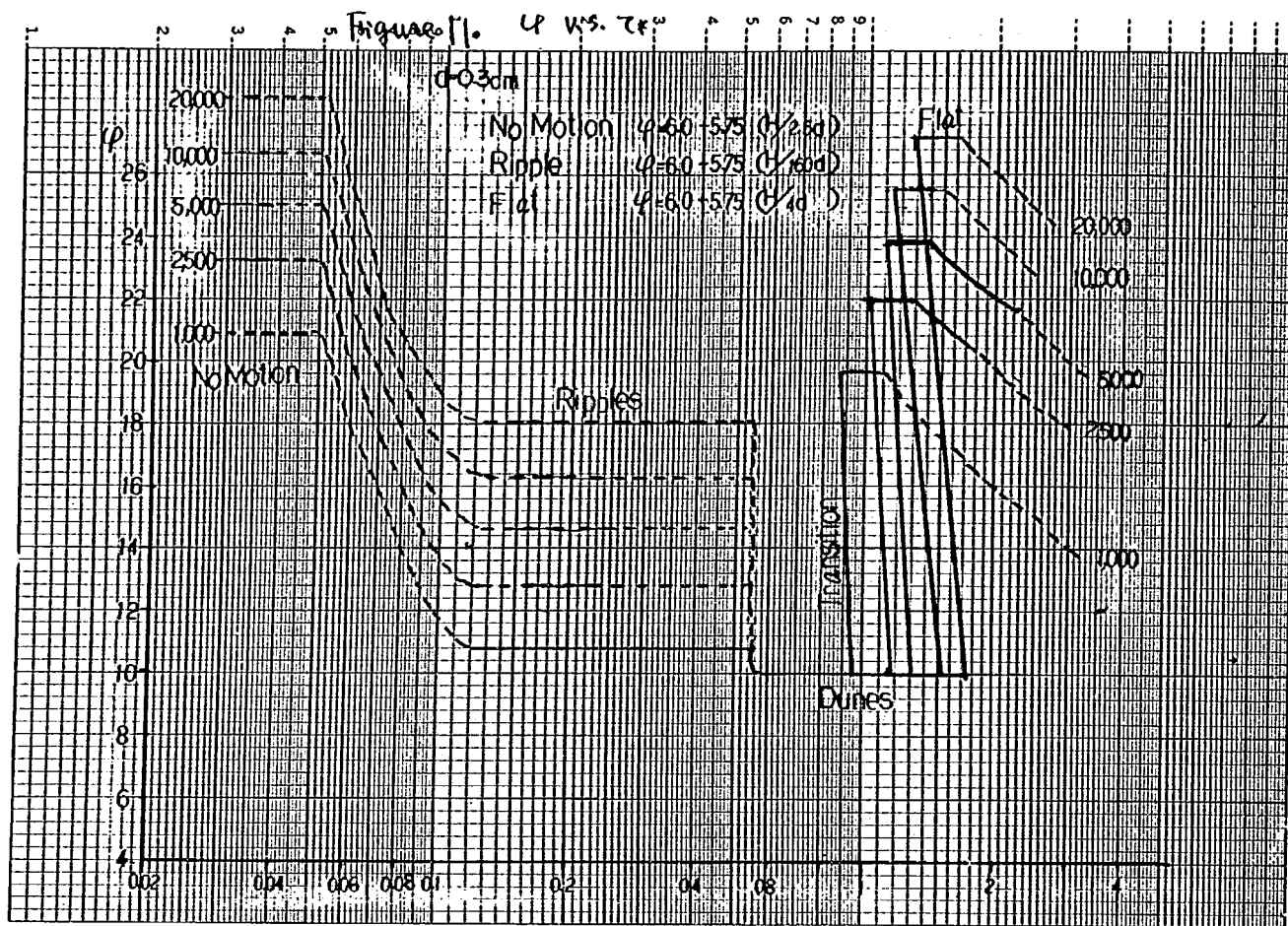


Figure 13. ϕ v.s. τ_t

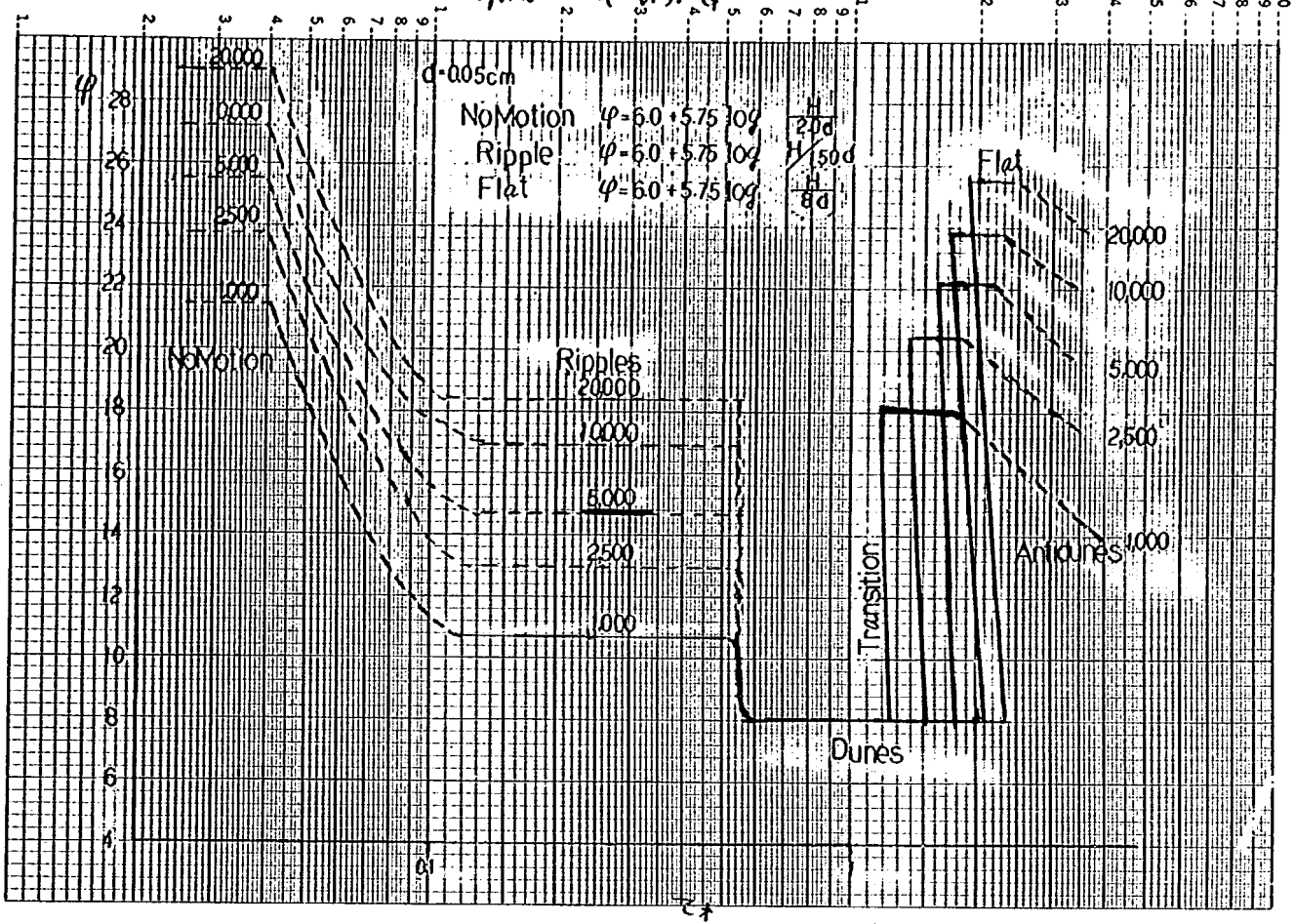
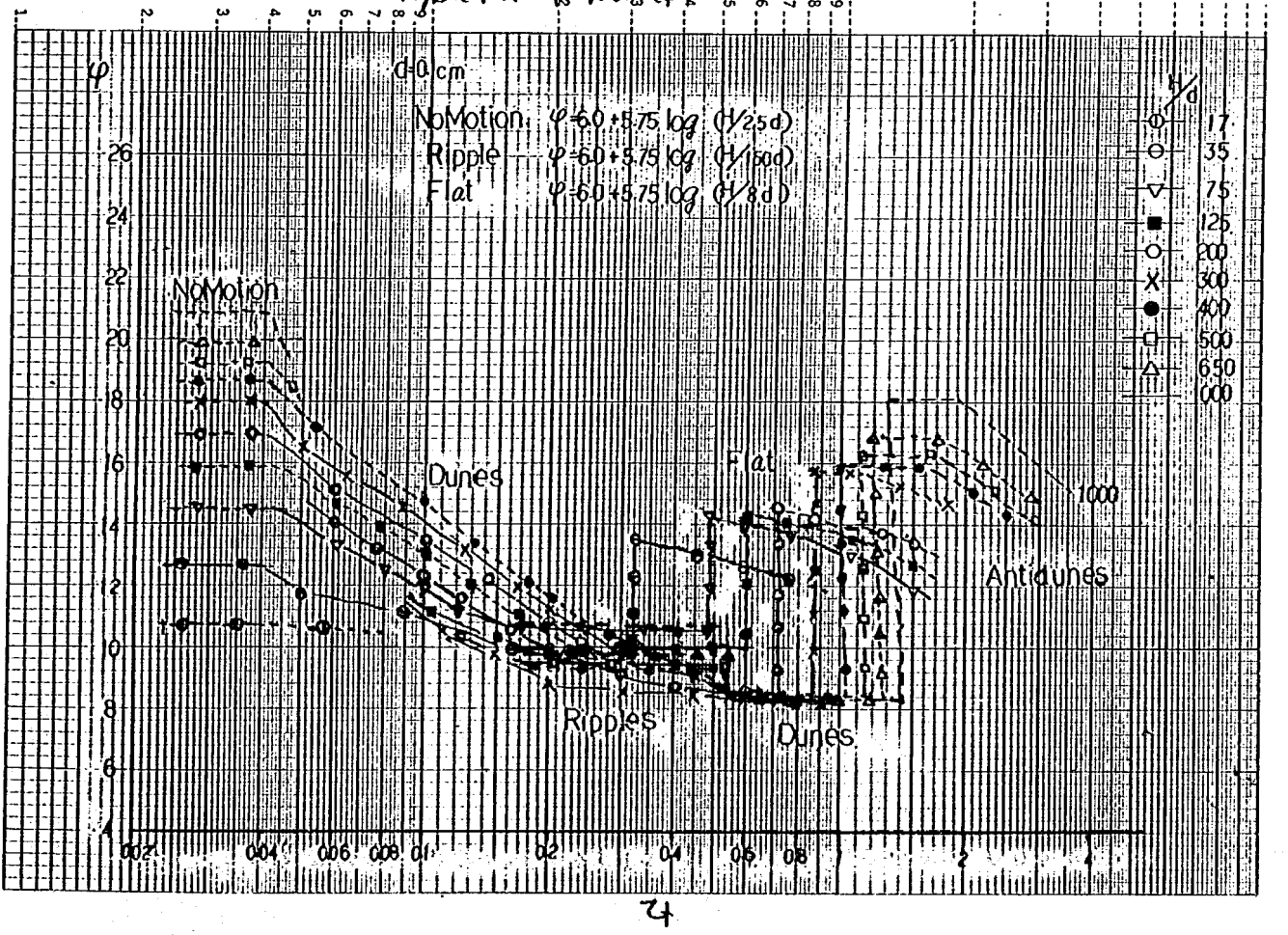
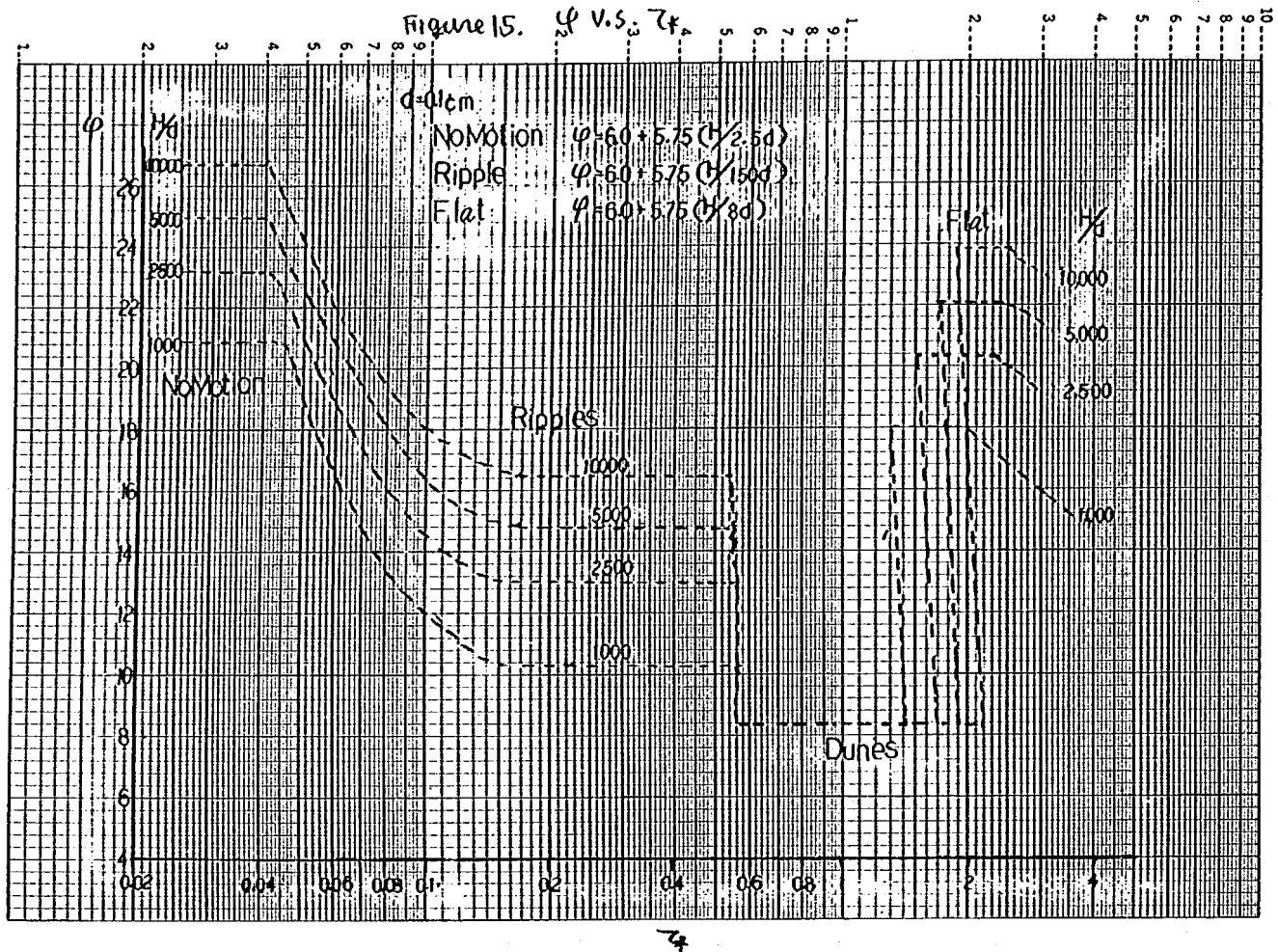


Figure 14. ϕ v.s. τ_t



0.1 cm に対して $c = 2.5$

とした。



ii) 砂漣 (Ripples)

H/d が 500 以上の場合の Ripple の波長 L_s および波高 H_s に対する粒径 d の比は

$$L_s/d \text{ or } H_s/d = f(\tau_*, Re)$$

であり、十分に発達した ripple の場合、この比はほぼ一定となる。よって

$$\phi = 6.0 + 5.75 \log (H/cd) \quad (8)$$

と推定される。ここで c はある特定の粒径に対しては一定である。 H/d が 500 以上の実測資料より c を求めると

$$d = 0.02 \text{ cm} \text{ に対して } c = 280$$

$$d = 0.03 \text{ cm} \text{ に対して } c = 160$$

$$d = 0.05 \text{ cm} \text{ に対して } c = 150$$

$$d = 0.1 \text{ cm} \text{ に対して } c = 150$$

である。 H/d が 400 より小さい場合は、Ripple 形状が水深の影響を受けるため、 c の値は

H/d の影響を受ける。

III) 砂堆 (dunes)

τ_* が 0.6~0.7 より大きく、また H/d の大きい dune 河床上の流れの抵抗 (流速係数) φ は、河川における実測資料によると τ_* 、 H/d の値の変化によつてはあまり変わらないらしい。ただし、粒径 0.02 cm および 0.03 cm に対する φ の値は、粒径 0.05 cm および 0.1 cm に対する φ より多少大きい。 τ_* が 0.6 より小さい場合の φ は、 τ_* および H/d によつて変わり、 H/d が大きくまた τ_* が小さいほど φ の値は大きくなる。

IV) 遷移河床 (Transition)

遷移河床における φ の値は、水深、勾配、粒径が分つていても、その値を正確には予測することができない。なぜなら、河床形態が砂堆から平坦河床の間で変化しうるからである。ある特定の H/d に対して、もっとも小さな平坦河床の τ_* は、もっとも大きな砂堆河床の τ_* より多少小さい。このことは、同一の水位、勾配において異なった流量を生じる可能性を示している。

V) 平坦河床 (Flat bed with high transport)

多量の土砂移動を伴った平坦河床の φ は、浮遊砂、底面の土砂移動によつて、土砂移動のない平坦河床の φ とは多少異なった値となる。

H/d の小さい場合の φ は実測資料より求め、 H/d が大きく資料の無い所は

$$\varphi = 6.0 + 5.75 \log: (H/cd) \quad (8)$$

と仮定し、 H/d の大きな資料から c の値を推定した。なお、 c は Re の関係と考えられる。また河川資料も参考として検討の材料とした。評価された c の値は

$$d = 0.02 \text{ cm} \quad \text{に対して} \quad c = 3$$

$$d = 0.03 \text{ cm} \quad \text{に対して} \quad c = 4$$

$$d = 0.05 \text{ cm} \quad \text{に対して} \quad c = 8$$

$$d = 0.1 \text{ cm} \quad \text{に対して} \quad c = 8$$

である。

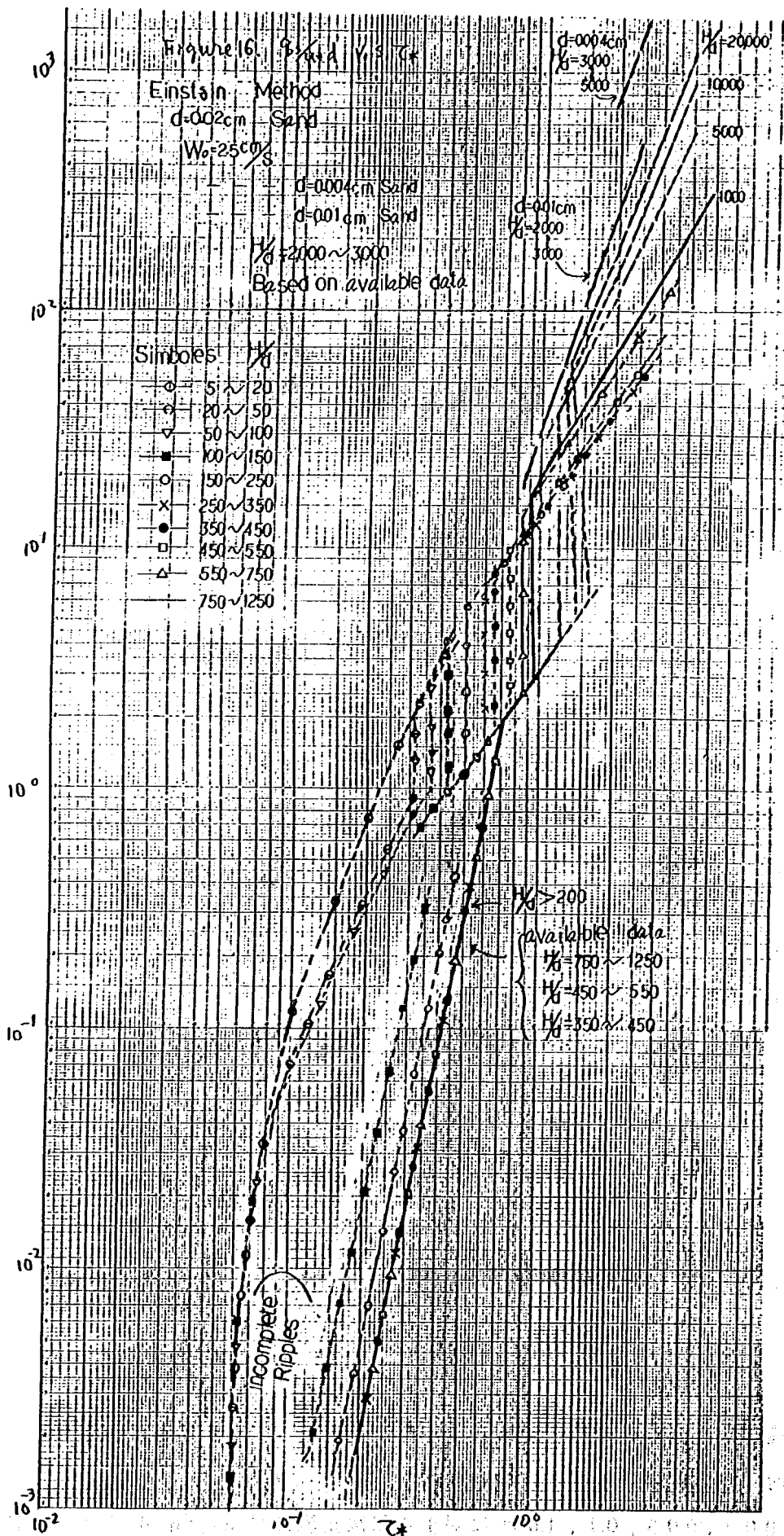
VI) 反砂堆

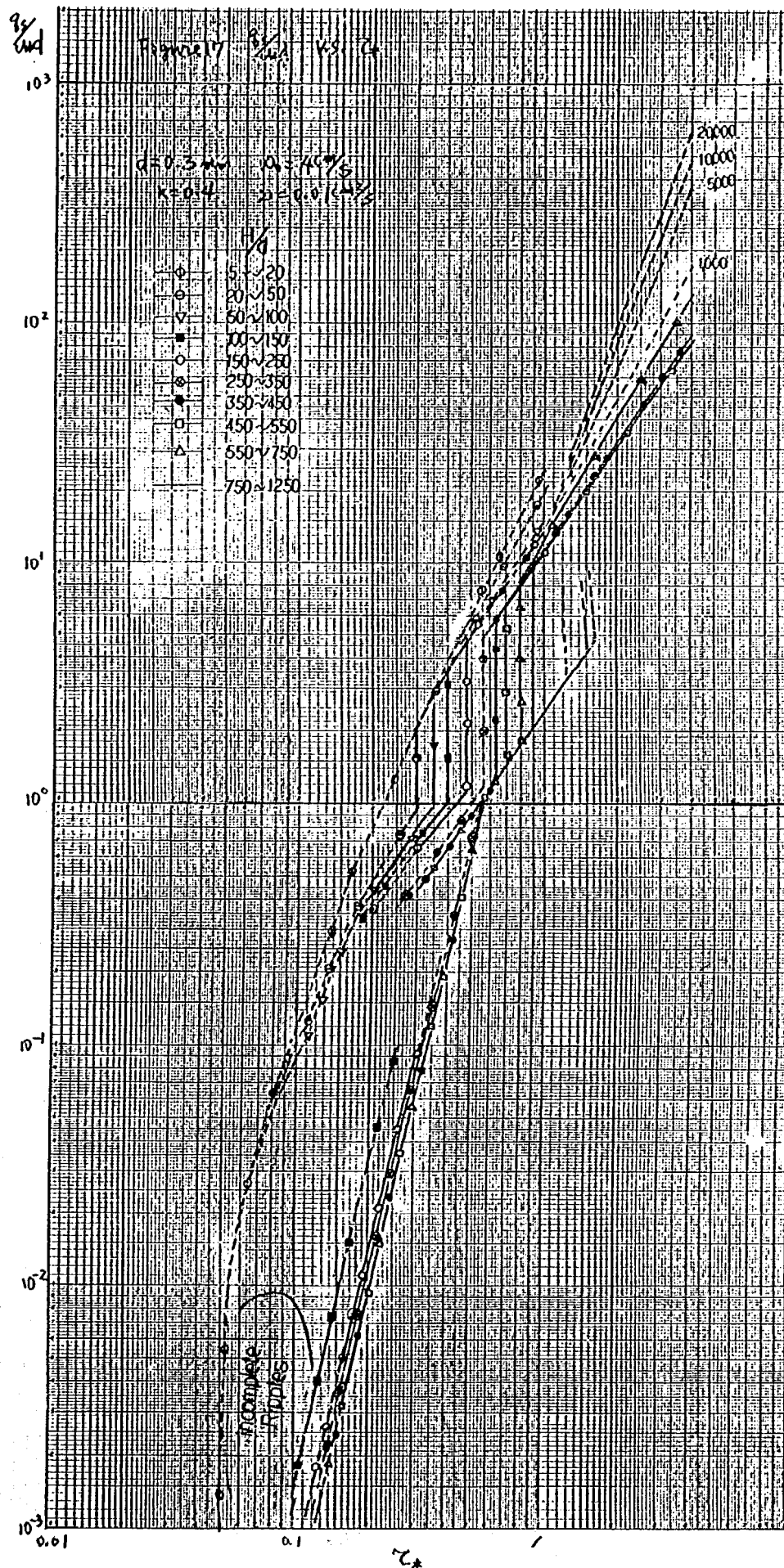
水面波の発生とその砕波は、流れの抵抗を増加させるため、 τ_* が増加するにつれて φ の値は小さくなる。しかしながら H/d の大きい場合の資料は Rio Grande 川の観測例を除けばない。 H/d の大きな場合の φ は外挿法によつた。

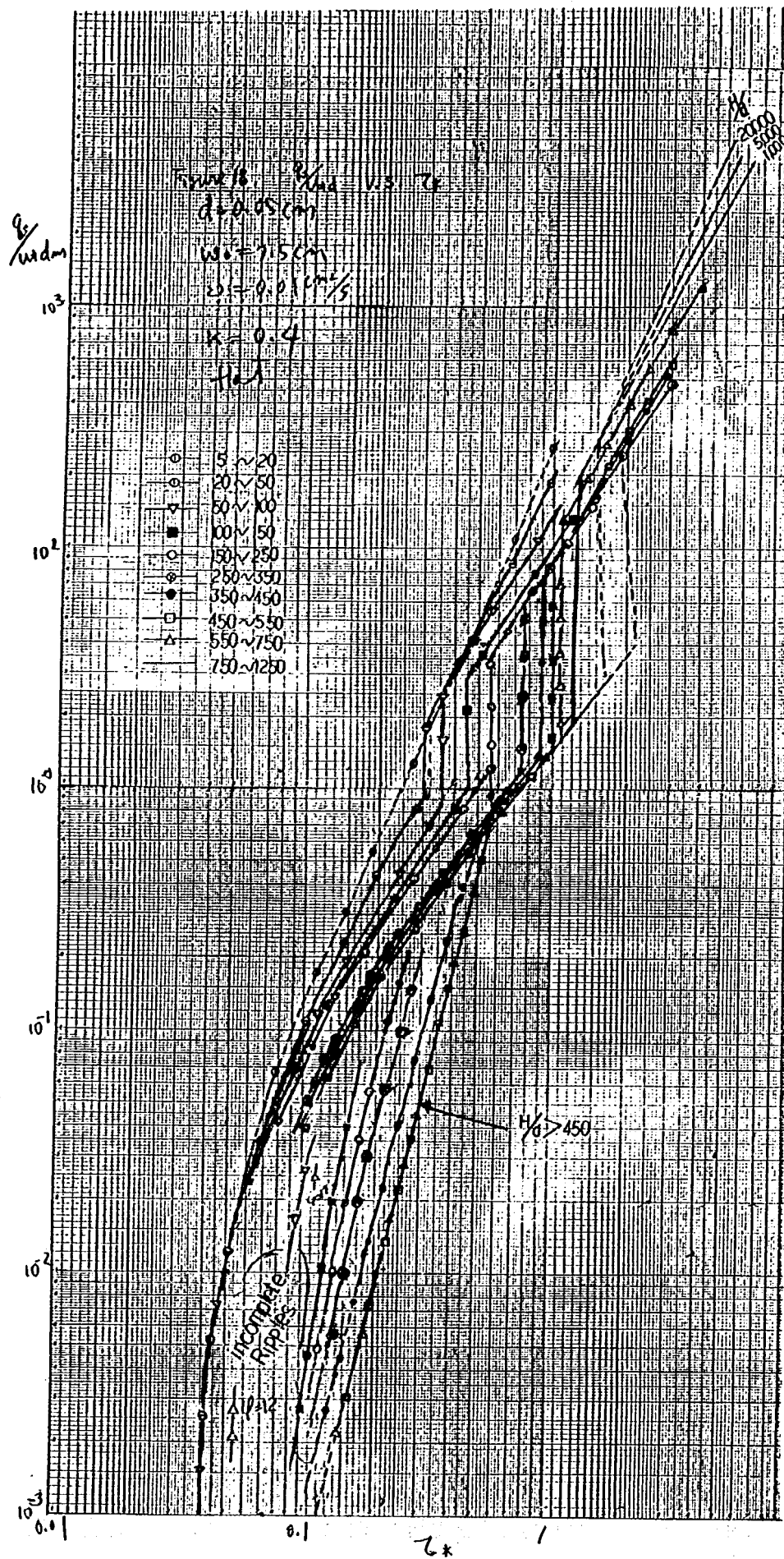
[6] 流 砂 量

河床形態の違いは、流れの抵抗に影響をあたえるのみならず、流砂量にも影響をあたえる。本節においては、河床波と流砂量の関係について述べる。

粒径 0.02, 0.03, 0.05, 0.1, 1.0 cm に対する無次元流砂量 q_s/u_*d と τ_* 、 H/d の関係を Fig. 16, 17, 18, 19, 20 に示した。これらの図において実線は実測値を基にして描いたものであ







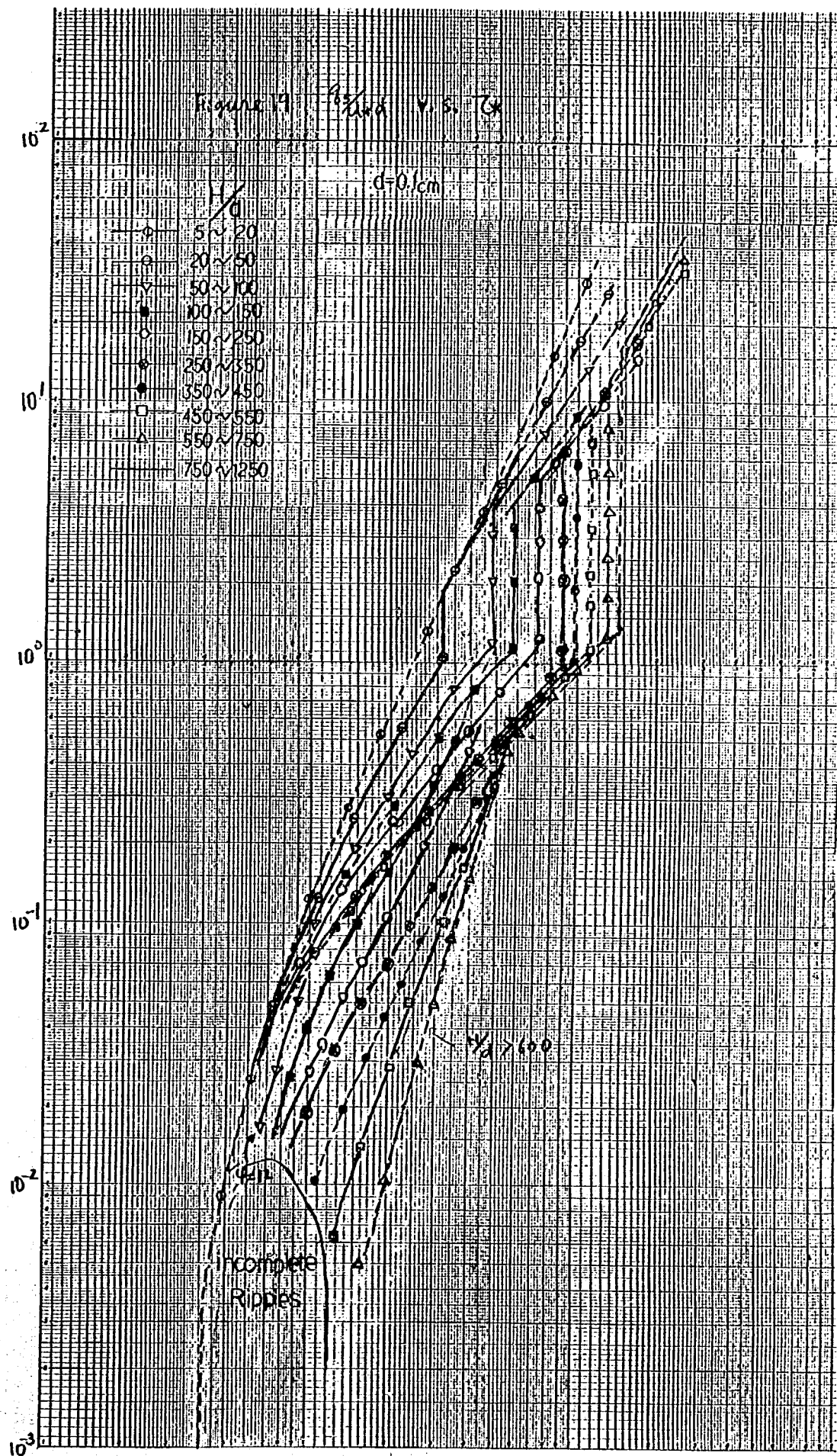
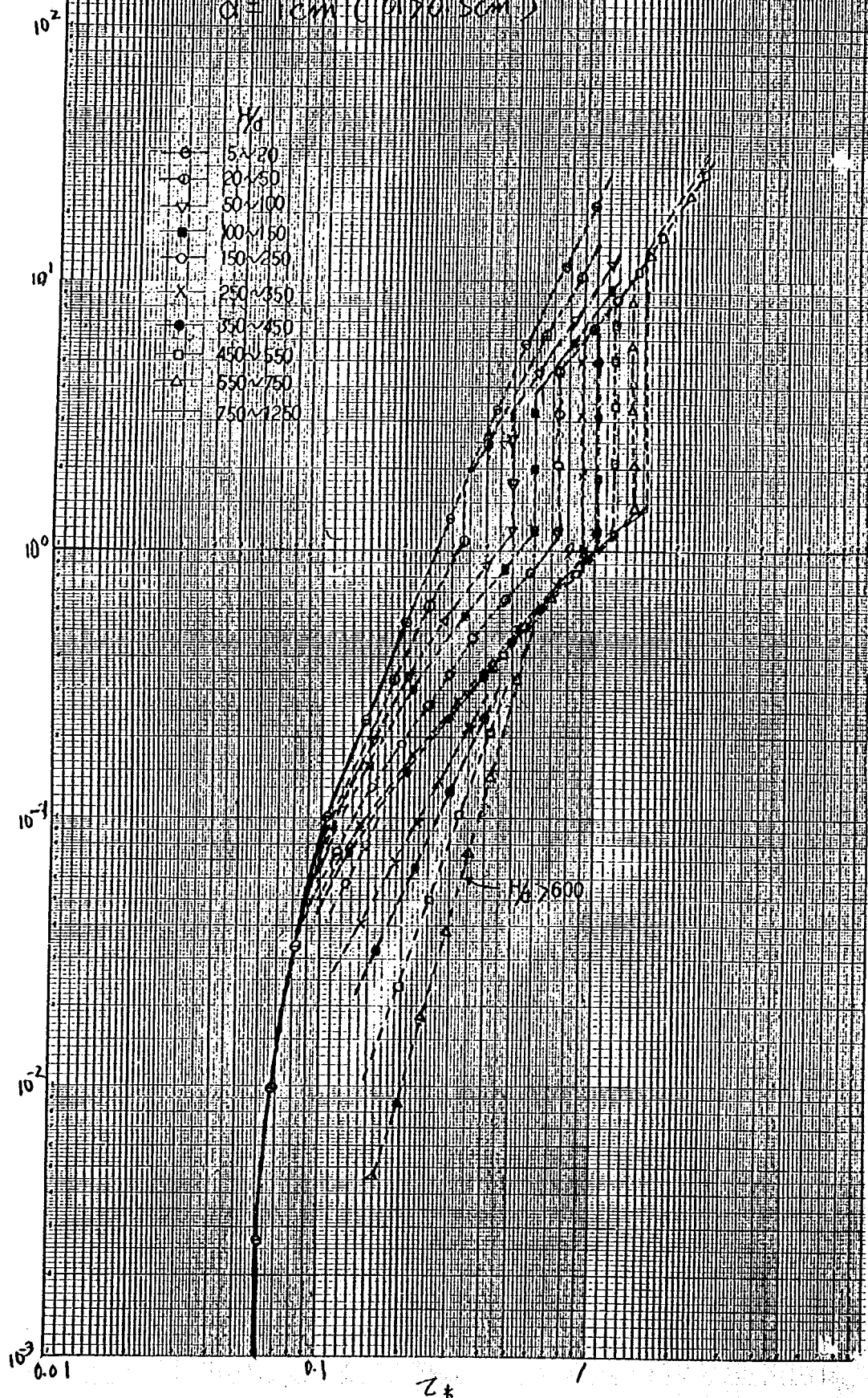


FIGURE 20

$d = 1 \text{ cm } (0.3937 \text{ in.})$



る。なお H/d が 5,000 以上の場合は、二、三の仮定のもとで描かれた。

河床形態と流砂量の関係は次のごとくである。

i) 砂漣 (ripples)

前節で述べたように、十分に発達した砂漣は、ある特定の粒径に対しては、ほぼ一定の Ls/d を持っている。このことは河床近くの流速分布、乱れ特性が、 H/d が変化しても τ_* が同一であれば、ほぼ同一な特性を持っていることを示している。これは、 qs/u_*d と τ_* の関係が H/d によらず、単一の曲線で表わせる原因となる。 H/d が小さい場合は、砂漣の形状が水深の影響を受けるので、 qs/u_*d は τ_* 、 H/d の両方に影響を受けることになる。 qs/u_*d に H/d の影響が現われる最少の H/d は、粒径によって異なり、粒径が小さいほどこの H/d は小さい。

τ_* が 0.1~0.15 より小さい場合の qs/u_*d は、砂漣が十分に発達しないので、 τ_* が減少しても、 qs/u_*d は増加するらしい。しかしながら、この範囲の qs/u_*d と τ_* の関係は実験資料の欠落のためはつきりしない。

ii) 砂堆 (Dunes)

H/d が 400 より大きく、また τ_* が 0.6 より大きな場合、ある特定の粒径に対しては φ の値が H/d によってほとんど変わらないにもかかわらず、 qs/u_*d と τ_* の関係は H/d の影響をほとんど受けない。この理由は明確でない。 H/d が 400 より小さい所では、 H/d が大きな方が、同一 τ_* に対して小さな qs/u_*d を持つ。これは H/d が大きいほど砂堆による形状損失が大きいためである。

iii) 遷移河床 (Transition)

遷移河床における qs/u_*d の値は、 τ_* 、 H/d が分つていても、河床形態が砂堆から平坦河床まで変化しえるので予測することができない。予測するためには、河床状態に関する情報量、つまり φ の値が必要である。

ただし、たとえ φ の値が分つていても、実測資料の不足のため、いかに qs/u_*d を予測するかは、はつきりしないが、少ない資料から判断すると流砂量 qs は、流速 V_m の二乗に比例しているようだ。したがって φ の値が分つていれば次の式によって遷移河床の流砂量を予測しえよう。

$$qs/u_*d = q_{D*} + (q_{f*} - q_{D*}) \frac{\varphi^2 - \varphi_D^2}{\varphi_f^2 - \varphi_D^2} \quad (10)$$

ここで q_{D*} 、 q_{f*} はそれぞれ τ_* 、 H/d が遷移河床と同一の値を持つ、砂堆河床の無次元流砂量、平坦河床の無次元流砂量であり、 φ_D 、 φ_f は砂堆河床の流速係数、平坦河床の流速係数である。

iv) 平坦河床および反砂堆 (Upper Regime)

H/d が 1000 以下の場合は、実測資料が有る時は、資料を基に、無い時は外捜法によって、 qs/u_*d と τ_* 、 H/d の関係図を描いたが、 H/d が 1500 以上の資料が少ないので H/d が大きい場合は、 qs/u_*d と τ_* 、 H/d の関係は以下のごとく評価した。

Einstein¹⁾ の流砂量式によれば、全流砂量 qs は次式のごとくなる。

$$q_s / u_*' d = 23.2 \text{ Ca} / \rho_s \cdot [Pr I_1 + I_2 + 1] \quad (11)$$

ここで u_*' は Einstein によって定義された有効掃流力に対応するまさつ速度, Ca は河床から $2d$ 離れた所の土砂濃度 (重量) である。 I_1 , I_2 , Pr は以下のごとくである。

$$I_1 (\eta_0, Z) = 0.216 \frac{\eta_0^{Z-1}}{(1-\eta_0)^Z} \int_{\eta_0}^1 \frac{(1-\eta)^Z}{\eta} d\eta \quad (12)$$

$$I_2 (\eta_0, Z) = 0.216 \frac{\eta_0^{Z-1}}{(1-\eta_0)^Z} \int_{\eta_0}^1 \frac{(1-\eta)^Z}{\eta} \ln \eta d\eta \quad (13)$$

$$Pr = 2.3 \log \frac{30.2 XH}{d} \quad (14)$$

$$Z = \frac{w_0}{0.4 u_*'} \quad (15)$$

ここで $\eta_0 = 2d/H$, $\eta = \frac{y}{H}$, X は $u_*' d / 1.16 \nu$ の関数, w_0 は底質材料の沈降速度, y は河床から垂直方向の距離である。

もし河床形態が平坦河床とすると, 河床近くの流速分布, 乱れ特性は H/d の影響を受けないと考えられるので, 底層の土砂濃度 Ca は H/d の影響は少ないと考えられる。したがって $u_*' = u_*$ と仮定し, (12), (13), (14), (15) 式より $H/d = 1,000$ の場合の流砂量より $H/d = 1000$ の場合の Ca を計算した。この Ca を使って, $H/d = 5,000, 10,000, 20,000$ の場合の $q_s / u_*' d$ を (12), (13), (14), (15) 式より評価した。しかしながら, 評価された $q_s / u_*' d$ は, 形状損失を考慮しなかったもので, 正しい値とは言えず参考程度にとどめるべきものである。もし形状損失を考慮すると, 上述の値より $q_s / u_*' d$ は小さくなる。

〔7〕 粒子レイノルズ数の効果 (水温の効果)

前節までにおいて, 粒径の違いが, 流砂量, 流れの抵抗におよぼす効果について述べたが, 粒子レイノルズ数 Re がおよぼす効果については直接述べなかった。本節においては Re が移動床の水理におよぼす効果について言及する。

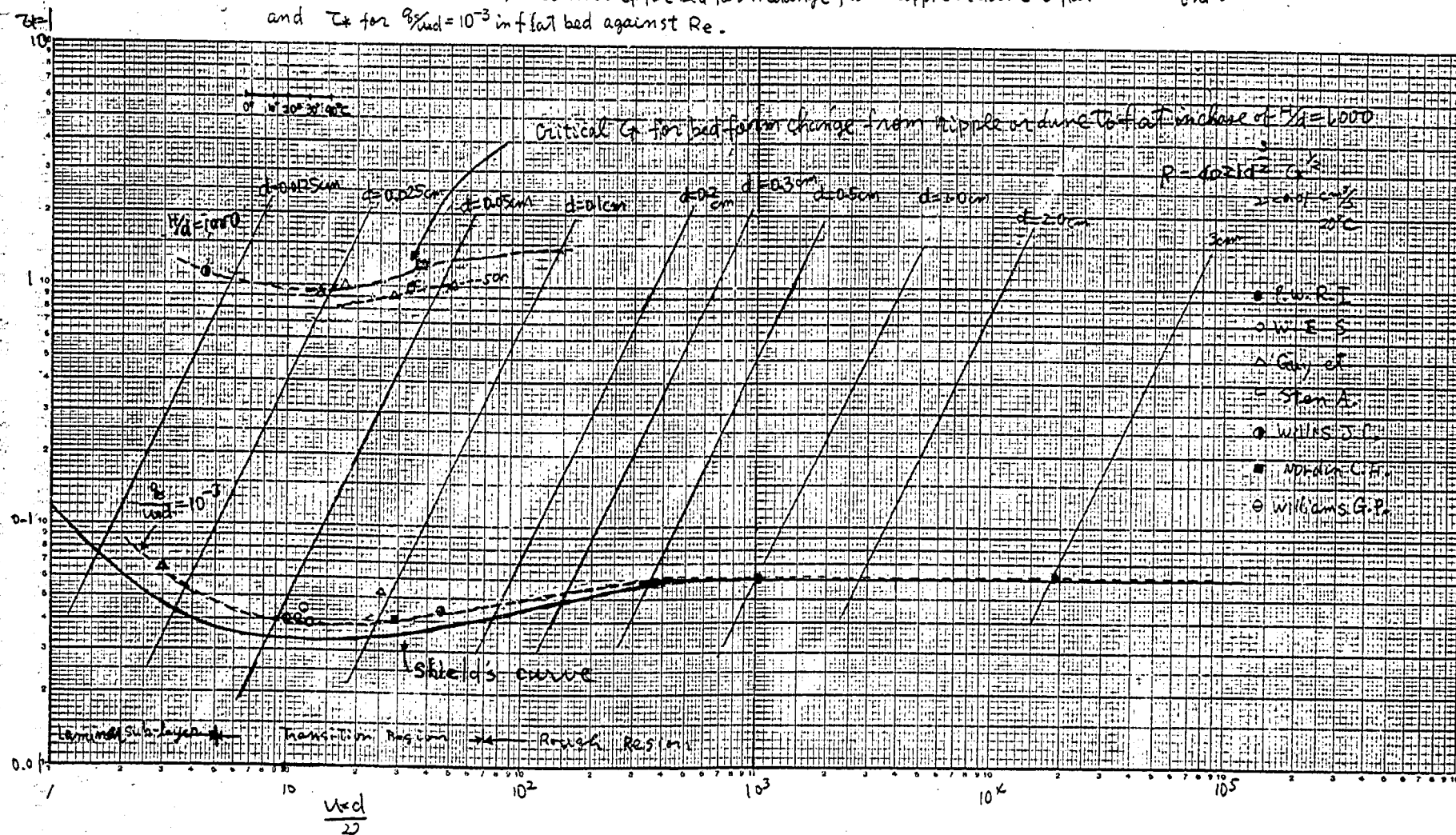
水の動粘性係数 ν を $0.01 \text{ cm}^2/\text{s}$ (水温 20°C) とし, また底質材料の水中比重 $S = 1.65$ とすると Re と d の関係は次のごとくである。

$$Re = 402 \tau_*^{1/2} d^{3/2} \quad (16)$$

上述の関係は Fig. 21 に示されている。また一定の τ_* , d に対して水温が変化した場合 Re がどれだけ変わるか同図上の左上に示した。このことは水温が 20°C から 40°C に上昇すると Re が約 50% 増加, 逆に水温が 20°C から 0°C に下ると 50% 減少することを示している。

良く知られているように, Re 数は河床面近くの流速分布および乱れ特性, 境界層の厚さに影響をあたえる。また河床に存在する粒子の抵抗力係数, 揚力係数および粒子の相対沈降速度 w_0 / u_* にも影響をあたえる。上述した要因が, 移動床流れの水理にどんな影響をあたえるか簡単に述べて

Figure 21. Relation between Re and d , Critical τ_b for bed form change from ripple or dune to flat in case of $\eta_d = 1000$ and τ_b for $\frac{\rho}{\rho_{sed}} = 10^{-3}$ in flat bed against Re .



みよう。

1) 限界掃流力

もし河床が水力学的に粗でないならば、無次元流速分布 $u(y)/u_*$ ，河床近くの無次元乱れ強度 $\sqrt{u'^2}/u_*$ ，粒子の抗力係数 C_D は Re に応じて変化する。それゆえ無次元限界掃流力 τ_{*c} （河床材料が動き出す限界時の無次元掃流力）は Re 数によって変化する。本報告で使われた資料を使って無次元流砂量 $q_s/u_*d = 10^{-3}$ に相当する τ_* の値を Fig. 21 にプロットした。（ Re 数を計算するために $\nu = 0.01 \text{ cm}^2/\text{s}$ とした。）また同図には Shield による限界掃流力曲線も示した。

この図より、Taylor^{25), 26)} が述べたように、同一水深、勾配、また河床が平坦で土砂移動量が多くない、つまり限界掃流力より多少 τ_* が大きい所では、水温の低下は Re が 13 より小さければ q_s の減少、 Re が 13 から 300 では q_s の増加、300 より大きければ影響がないことがわかる。

ii) 平坦河床上の抵抗係数

粗面管路の抵抗係数によれば、表面が水力学的に粗でないなら、ある H/d に対する ϕ の値は、 Re によって変化する。 Re が 10 から 20 では ϕ の値は Re が 70 より大きい場合より 10～15% 大きく、 Re が 10 以下で、主流が乱れていれば Re が小さくなるにつれて ϕ は小さくなる。

本報告で使われた資料によると、平坦河床で土砂の多い場合 (Upper regime)，特定の H/d に対して ϕ の値は粒径が大きいほど（粒径 0.02～0.1 cm の範囲で）小さいが、土砂量の小さいあるいは土砂移動の無い平坦河床での ϕ の値は ϕ の値と粒径の間にはっきりした有意な差をみつけることができない。これはたぶん土砂の水路への搬入、整形条件が異なっているためであろう。

ii) 砂漣

砂漣河床における無次元流砂量 q_s/u_*d は、以下に述べる H/d 以上では H/d に影響を受けない。

粒径 0.02 cm および 0.03 cm に対して $H/d = 300$

粒径 0.05 cm に対して $H/d = 450$

粒径 0.1 cm に対して $H/d = 600$

ただし粒径 0.1 cm の場合は資料の不足のため、その値は確かではない。また粒径が小さいほどあたえられた τ_* ， H/d において q_s/u_*d および ϕ が小さい。このことは Re が小さい方があたえられた τ_* ， H/d の下で ϕ ， q_s/u_*d が小さくなることを示そう。これは Franco⁸⁾ による実験結果（ $d = 0.1023 \text{ cm}$ ， $S = 1.65$ の底質材料を使った砂漣河床の流砂量は、同一 τ_* ， H/d の条件下では水温の低下は ϕ と q_s/u_*d を減少させる。）と一致する。なぜこのようなことが起るかの原因は良くわかっていない。

H/d が 500 以上の場合、砂漣から砂堆に移行する掃流力 τ_* は 0.6～0.7 であるが、粒径 0.01 cm の場合は、ripple から直接平坦河床に移行し、砂堆は生じないようである。（Laursen, 1958)¹⁷⁾ 筆者が行った粒径 $d = 0.021 \text{ cm}$ ， $S = 0.5$ ， $W_o = 1 \text{ cm/s}$ の石炭粉の場合も河床形

態は砂澁から砂堆に直接変化し、また砂澁河床においてでさえ浮遊砂が多かった。(山本, 1975)³⁰⁾

流砂量が小さい平坦河床(限界掃流力より多少大きい掃流力)の状態から砂澁が発生する限界の掃流力は、資料が少なくはっきりしたことは言えないが、限界掃流力 τ_{*c} と同一の理由により、 Re の変化、水温の変化によって変わるものと思われる。事実水温の変化が平坦から砂澁への遷移限界の τ_* に影響をあたえた二、三の実験例がある。(深見 1978³¹⁾, Franco 1968⁸⁾)

iii) Lower Regime から Upper Regime への遷移限界掃流力 τ_{*f}

砂澁あるいは砂堆から平坦河床に変化する時の遷移限界掃流力は、 H/d のみならず Re によっても変化する。 $H/d=1000$ の場合の τ_{*f} を本報告に使われた資料より求めたものがFig. 21に示されている。これより τ_{*f} は水温が高くなると、 Re が10~20以下では低下、 Re が10~20以上では増加するだろうことが推測される。この現象の原因ははっきりしないが、限界掃流力 τ_{*c} が Re によって変化する原因と同一の要因にやろう。

アメリカのMiddle Loup川⁵⁾($d=0.03\sim0.07$ cm)やElkorn川($d=0.025$ cm)²⁾において、ある特定の流量において水温の低下によって、土砂量の増加、 φ の増加が生じるのは上述の τ_{*f} の Re の変化によって説明できよう。

iv) Upper Regimeにおける流砂量

Taylor と Vanoni²⁶⁾(1972)は浮遊砂を持った平坦河床における水温変化が流砂量におよぼす効果を次のように述べている。

水温の変化が流砂量におよぼす効果は、流砂量の少ない平坦河床(限界掃流力より多少大きい掃流力の場合)における場合と同じである。つまり Re が13以下では水温の増加は(流速、水深は同じ)流砂量を増加させる。 Re が20から30においては水温の増加は流砂量を減少させる等々。

筆者は、もし流砂量という言葉が河床近くの浮遊砂濃度(たとえば河床から $2d$ 離れた所の浮遊砂濃度)におき変えるなら、彼らの結論に同意する。なぜなら τ_* が1より大きなUpper Regimeにおいては全流砂量に占める浮遊砂量は多く、水温の低下による W_0 の減少は、浮遊砂濃度の垂直方向の濃度勾配を減少させる。このことは Re が13以下においても水温の低下は全流砂量を増加させる一因になりうる。事実、 H/d が1,000~2,000、 τ_* が1より大きい所において、 $d=0.01$ cmの q_s/u_*d は0.02 cmより大きい。つまり同一 τ_* 、 H/d では Re の小さい方が流砂量が多いだろうことを推測させる。水温の低下によって流砂量が増加するかしないかは、どちらの効果が強いかにによって決まるものと考えられる。前者(底層濃度の変化)の効果は、小さい τ_* 、 H/d では浮遊砂の全流砂量に占める割合が小さいので強いものと思われる。

[8] 川幅水深比の効果

川幅水深比 B/H が大きくなると、直線水路においても中規模河床波の発生のため、河床、流れとも三次的形態を持つようになる。この中規模河床波の発生によって、中規模河床波を持たない流れと多少異なった流砂量、流れの抵抗を持つようになる。

Fig. 22 に直線水路における交互砂州の発生限界を示した。本図より B/H が大きくなると交互砂州の発生範囲が増加することがわかるが、 B/H が 50 以上の資料が少なく 50 以上の場合の交互砂州の発生限界を示すことができない。交互砂州から複列の砂州に変化する限界の B/H は $\tau_* = 0.04 \sim 0.4$, $H/d = 3 \sim 100$ の範囲において 50 から 80 位の値であり、また小さい H/d の資料は小さい限界 B/H を持つ傾向にある。日本の河川における交互砂州と複列砂州の限界 B/H は平均年最大流量時で、砂河川、砂利河川にかかわらず 100 前後である。(山本³⁰⁾ 深見³¹⁾) この値は室内実験資料より多少大きい。

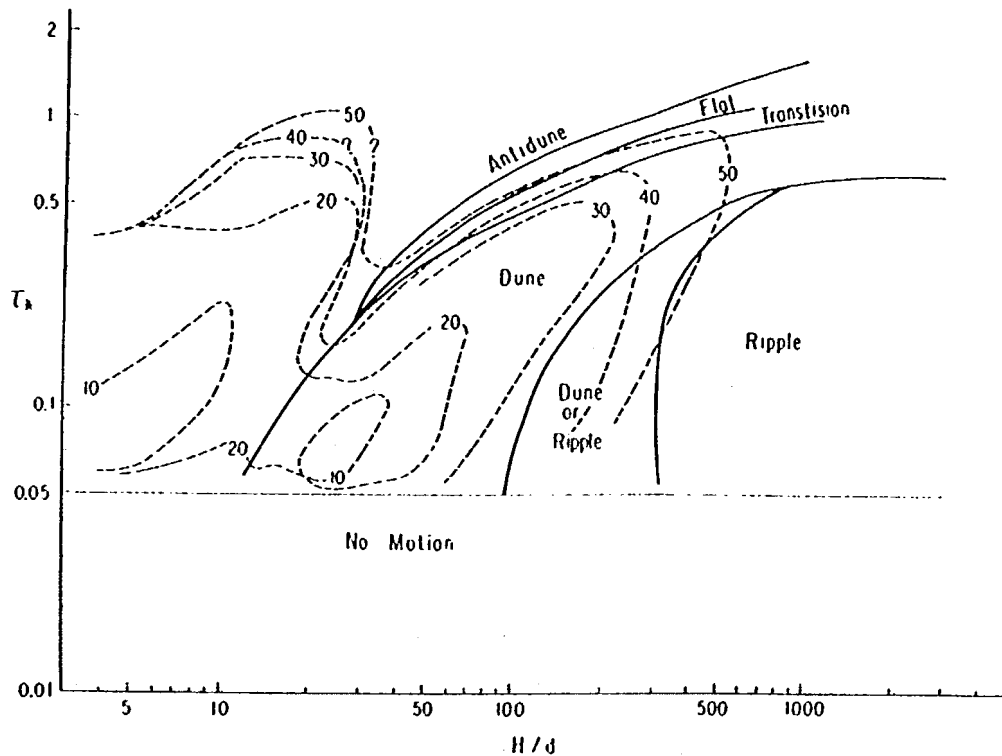


Figure 22. Condition for generation of alternate bars
(Alternative bars occur within the dotted lines)

B/H が小さい場合 ($B/H < 20$), すなわち H/d , τ_* が小さい場合、交互砂州の発生は、砂堆の発生を妨げるが、 B/H が 30~50 になると H/d が 100~150 以上では、砂堆あるいは砂漣と交互砂州は共存するようになり、 B/H がさらに大きくなると、 H/d が 100~150 より小さい値の場合でも河床の一部に砂堆、砂漣が発生するようである。

中規模河床波が流砂量、流れの抵抗に及ぼす影響は、実験資料の精度もあって、はっきりしないが、もしエネルギー勾配を二断面間のエネルギー損失を二断面間の距離で割って評価した場合、 $\tau_* = 0.01 \sim 0.3$, $H/d = 5 \sim 40$ の所では、交互砂州を持つ場合の ϕ の値は、交互砂州を持たない平坦河床に比較して、10~15% 小さいようであり、また流砂量も小さいようだ。しかしながら、もし、エネルギー勾配を二断面間のエネルギー損失を二断面間の主流の距離で評価すれば、中規模河床波の影響は無視しえるものと考えられる。なぜなら中規模河床波による形状損失は、河床表面損失 (小規模河床波による形状損失、表面波の発生、砕波による損失を含む) に比較すれば無視し

えるほど小さいからである。³⁰⁾

〔9〕 本成果の適用性について

i) 本研究成果は、河床材料の d_{84}/d_{16} が5以上の場合に使用しえる。また流砂量はA集団の流砂量の予測のみに使える。A集団とは河床材料の主モードの材料である。³¹⁾

ii) 本研究成果で示されていない H/d , τ_* の領域における ϕ , q_s/u_*d は実測資料がなく、また筆者の想像力のおよばなかった領域であり、今後資料を増していかなければならない領域である。

iii) 実際河川の洪水時の流れは定常流ではない。流れの変化に対する河床波の追従性についてはまだわからないことが多い。

iv) Lower Regime から Upper Regime に変化する時の τ_* はある幅を持っている。従って実際河川での河床波の変化および ϕ を予測する場合には、実河川での資料等も参考にして十分に考慮しなければならない。変動の幅は本報告で示した τ_* の20%位と考えておいた方がよい。

v) 粒径1 mm 以上の場合の ripple 河床の存在はまだ十分に確認されていない。

vi) 三次元的 ripples, dunes (lingoid ripple or dune 等) が ϕ , q_s/u_*d におよぼす影響は、ほとんど分っていない。またその発生領域も明確でない。

vii) H/d が2,000以上のUpper Regimeにおける流砂量は、まだ明確でない。

〔10〕 お わ り に

均一砂の流砂現象がこれで分ったわけではない。特に流れの三次元性（中規模河床波の発生）が流砂現象におよぼす効果、Upper Regimeでの流砂現象について今後検討していかなければならない。

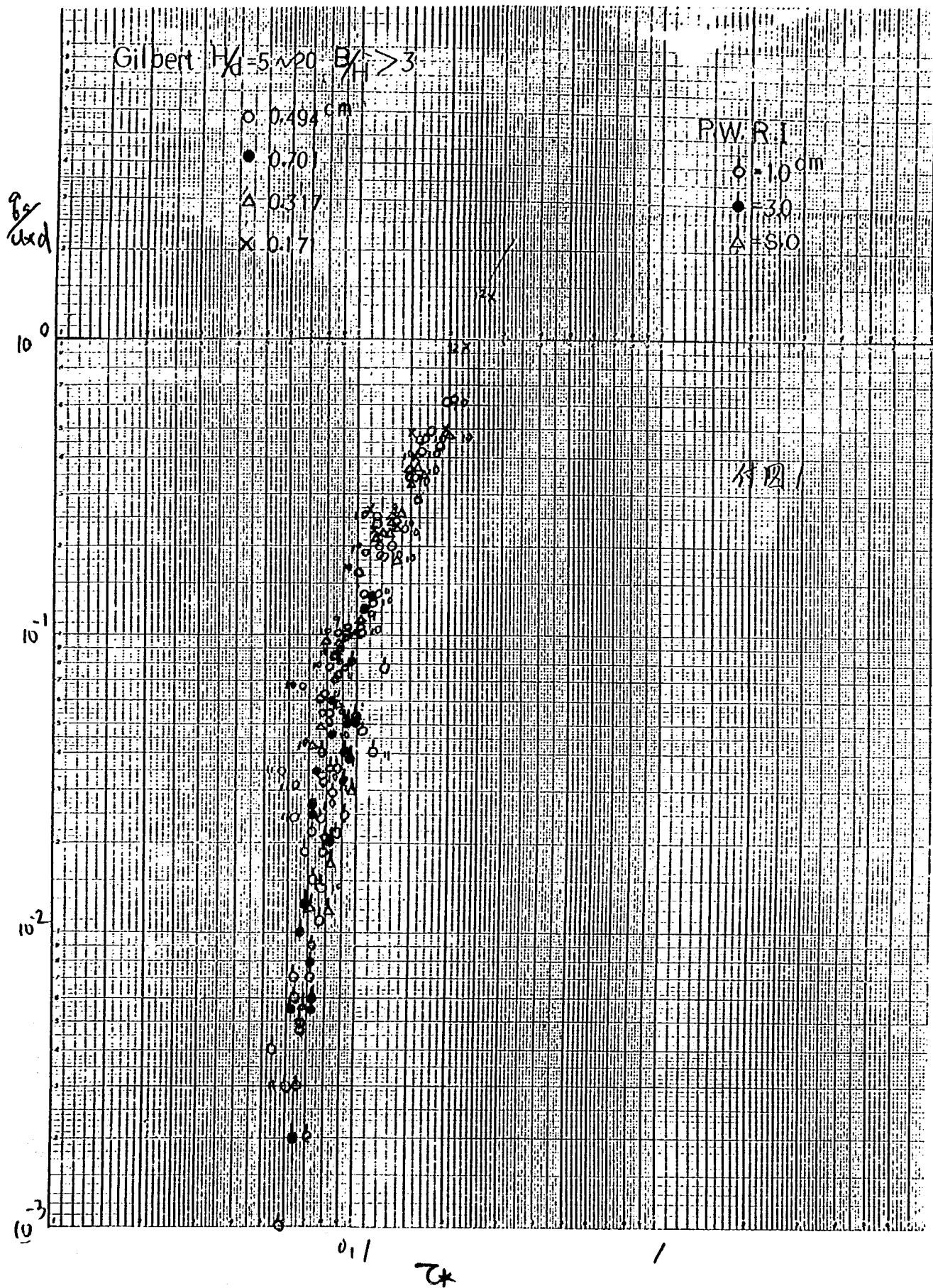
記 号 一 覧 表

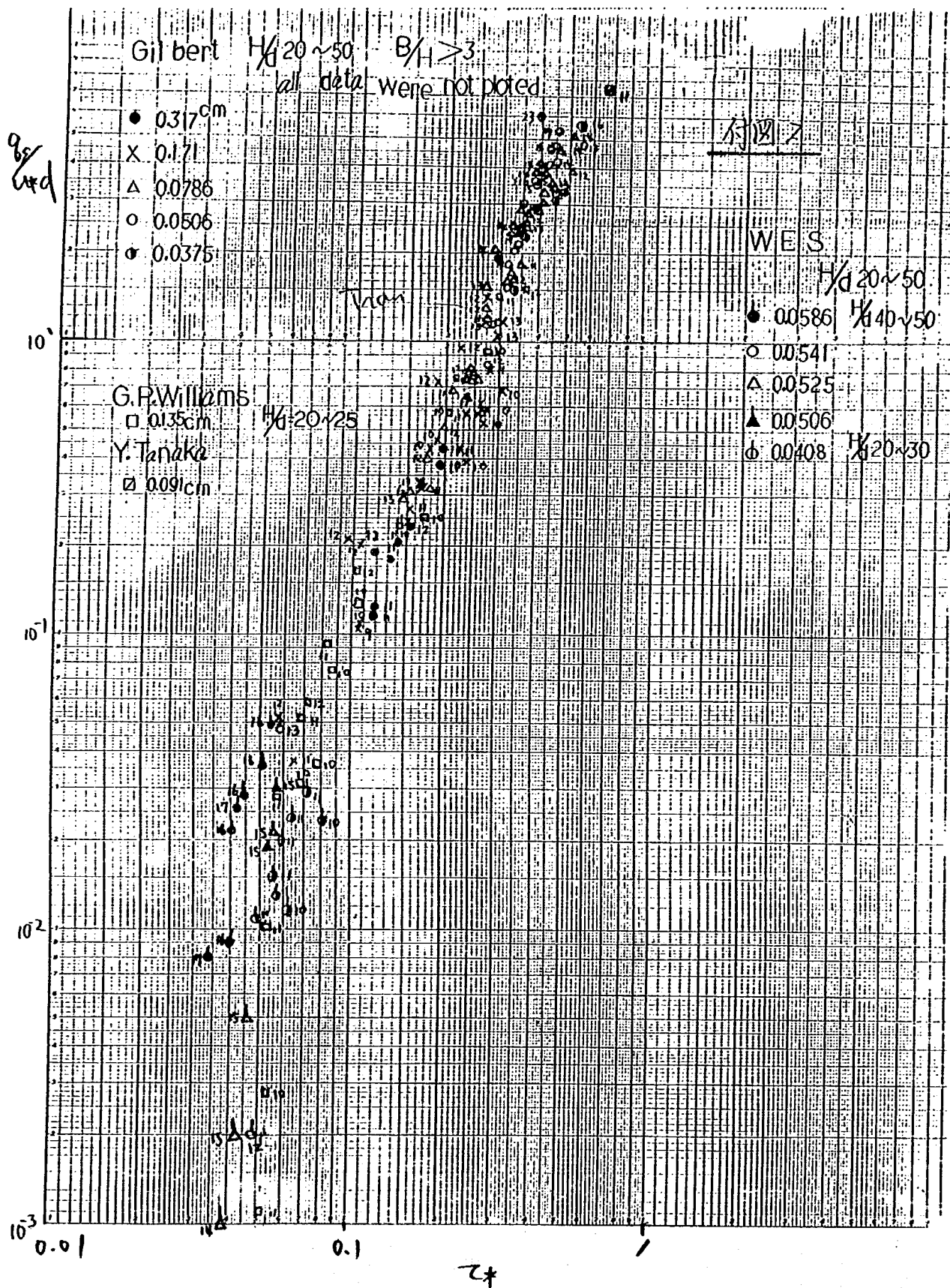
B	Channel width
C	Chezy C, which is equal to $U_m/\sqrt{H I_e}$
d	Particle size expressed as a diameter or the geometric mean diameter of a size range
dm	Effective diameter of the bed material mixture (the particle size of uniform sediments) and equal to $\sum d i_b$ for bed sediment of a range of sizes
d ₅₀	Particle size for which 50 percent of the material by weight is finer
Fr	Froude number, which is equal to $U_m/\sqrt{gH}$
g	The gravity constant
H	Mean water depth
I _e	Energy slope
i _b	Bed slope
I _s	Water surface slope
i _b	Fraction by weight of bed sediment in a size range
k _s	Characteristic roughness size of bed
q _s	Bed load discharge per unit width in terms of volume of sediment per unit time
R	Hydraulic radius
Re	Grain Reynolds number, which is equal to $u_* d/\nu$
S	Specific weight of sediment in water, which equal to $\frac{\rho_s - \rho_w}{\rho_w}$
u _*	Shear velocity and equal to $\sqrt{g H I_e}$
U _m	Mean velocity of a cross section
u(y)	Mean velocity at a distance y above bed
W ₀	Fall velocity of the sediment particle
ν	Kinematic viscosity
ρ_s	Density of the sediment particle
ρ_w	Density of the fluid
τ_*	Nondimensional shear stress, which is equal to u_*^2/sgd
φ	Velocity coefficient, which is equal to U_m/u_* and to $C/\sqrt{g}$
k	The turbulence constant

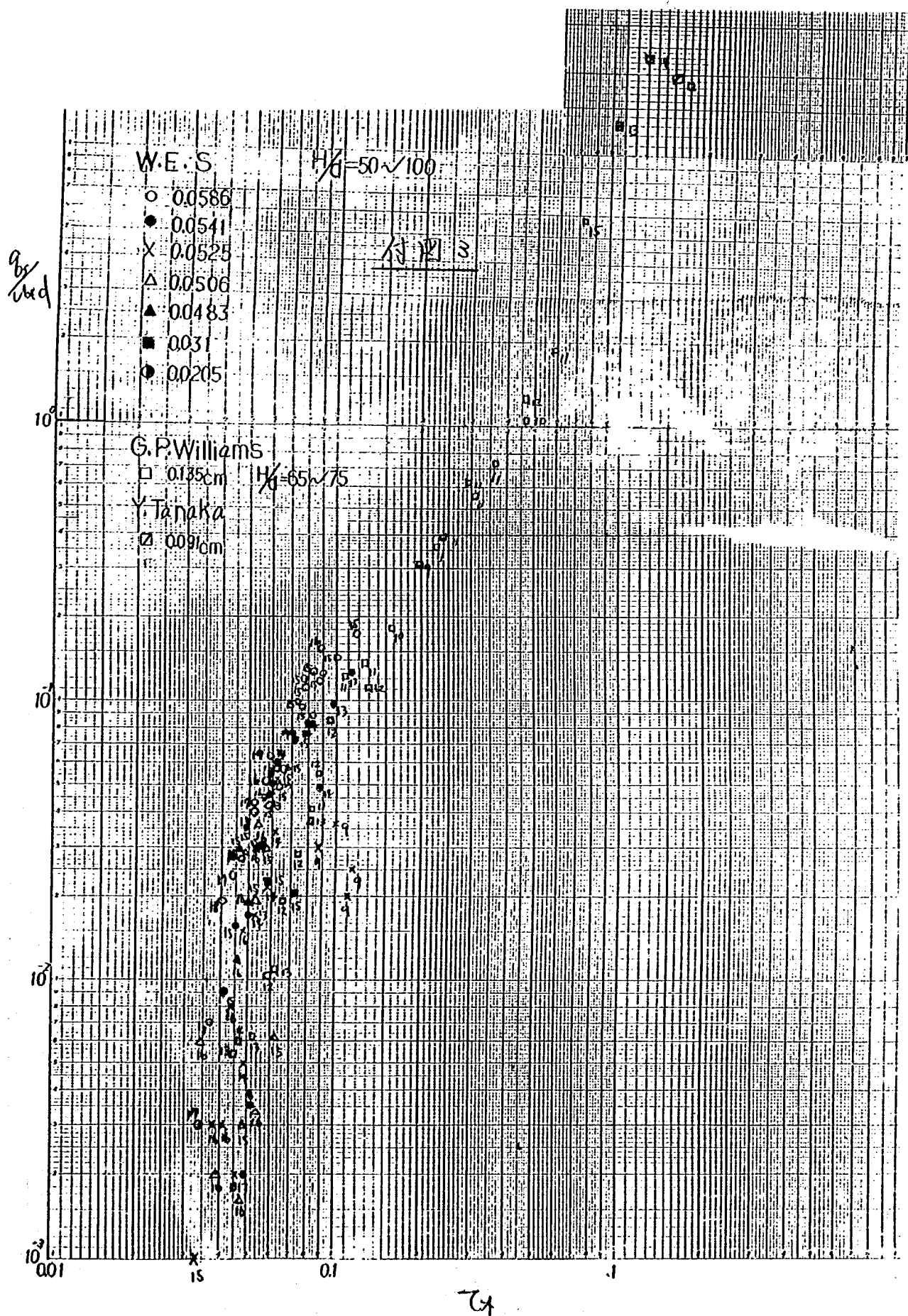
参 考 文 献

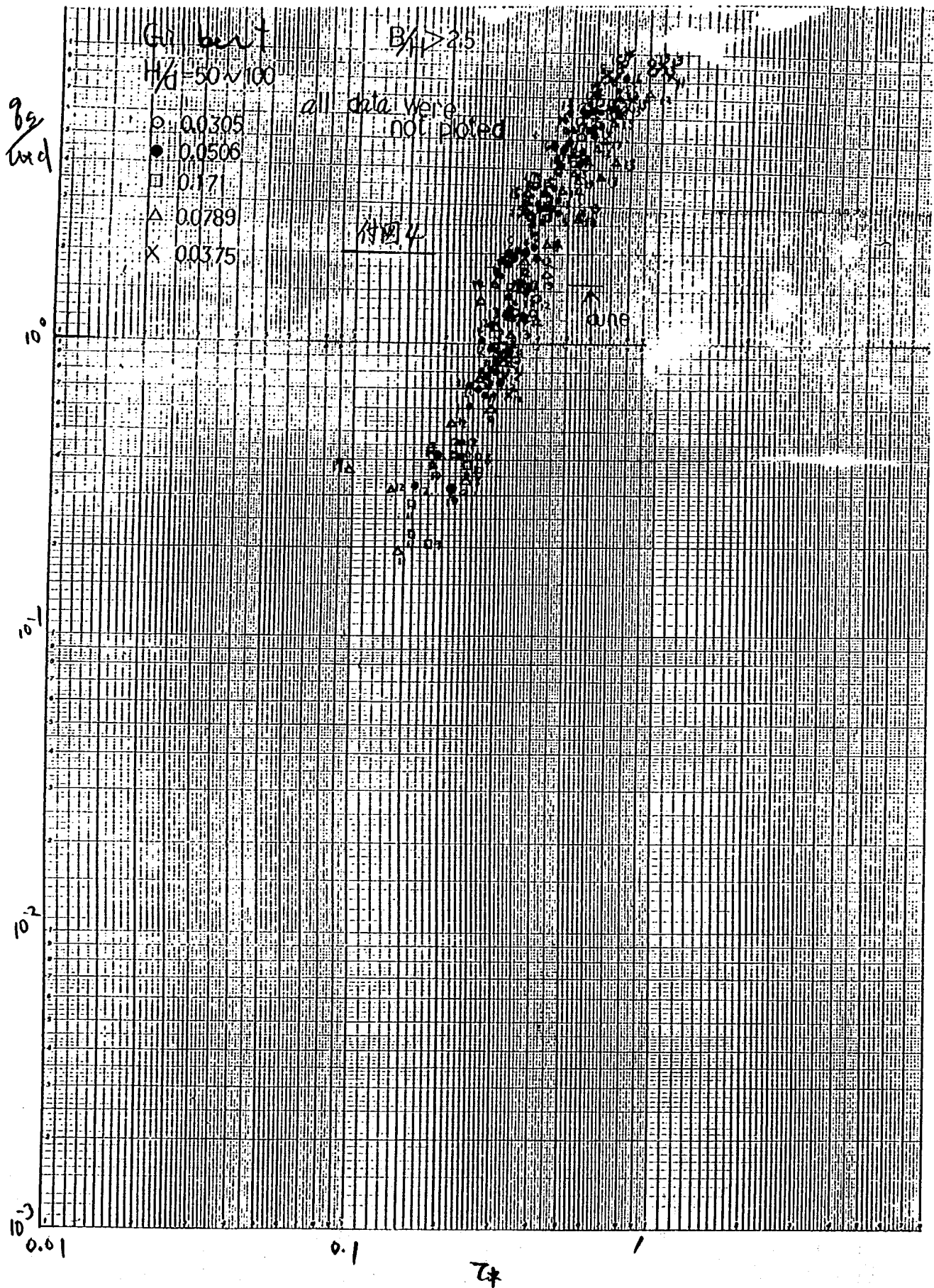
1. Agi, K., 1951: 河相論, 岩波書店
2. Beckman, E.W. and Furness, L.W., 1964: Flow Characteristics of Elkhorn River near Waterloo, Nebraska, U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 1498.
3. Colby, B.R., 1955: Computation of total sediment discharge Niobrara River near Cody, U.S. Geological Survey Water-Supply paper 1357.
4. Colby, B.R., 1961: Discharge of Sands and Mean-Velocity Relationships in Sand-Bed Streams, U.S. Geological Survey Professional Paper 462-A.
5. Colby, B.R., and Scott, C.H., 1965: Effects of Water Temperature on the Discharge of Bed Material, U.S. Geological Survey Professional Paper 462-G.
6. Culbertson, J.K., and Dawdy, D.R., 1964: A Study of Fluvial Characteristics and Hydraulic Variables, Middle Rio Grande, New Mexico, U.S. Geological Survey Professional Paper 1498-H.
7. Einstein, H.A., 1950: The Bedload Function for sediment transportation in open channel flow, U.S. Dept. of Agriculture Tech. Bull. 1026.
8. Franco, J.J., 1968: Effects of Water Temperature on Bedload Movement, ASCE WW3.
9. Gilbert, G.K., 1914: The Transportation of Debris by Running Water, U.S. Geological Survey Professional Paper 86.
10. Guy, H.P., Simons D.B., and Richardson, E.V., 1966, Summary of Alluvial Channel Data From Flume Experiments, U.S. Geological Survey Professional Paper 462-I.
11. Hubbell, D.W., and Matejka, D.Q., 1959: Investigation of Sediment Transportation, Middle Loup River at Dunning, Nebraska, U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 1076.
12. Iguchi, S., 1973: 昭和47年度文部省科研費による特定研究「水資源の存在状態におよぼす人的影響に関する研究」報告書
13. Ikeda, H., 1973: Bars in Flume Channel and its Condition of Generations, Review of Geography, Vol. 46-7.
14. Jordan, P.R., 1965: Fluvial Sediment of the Mississippi River at St. Louis, Missouri, U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 1802.

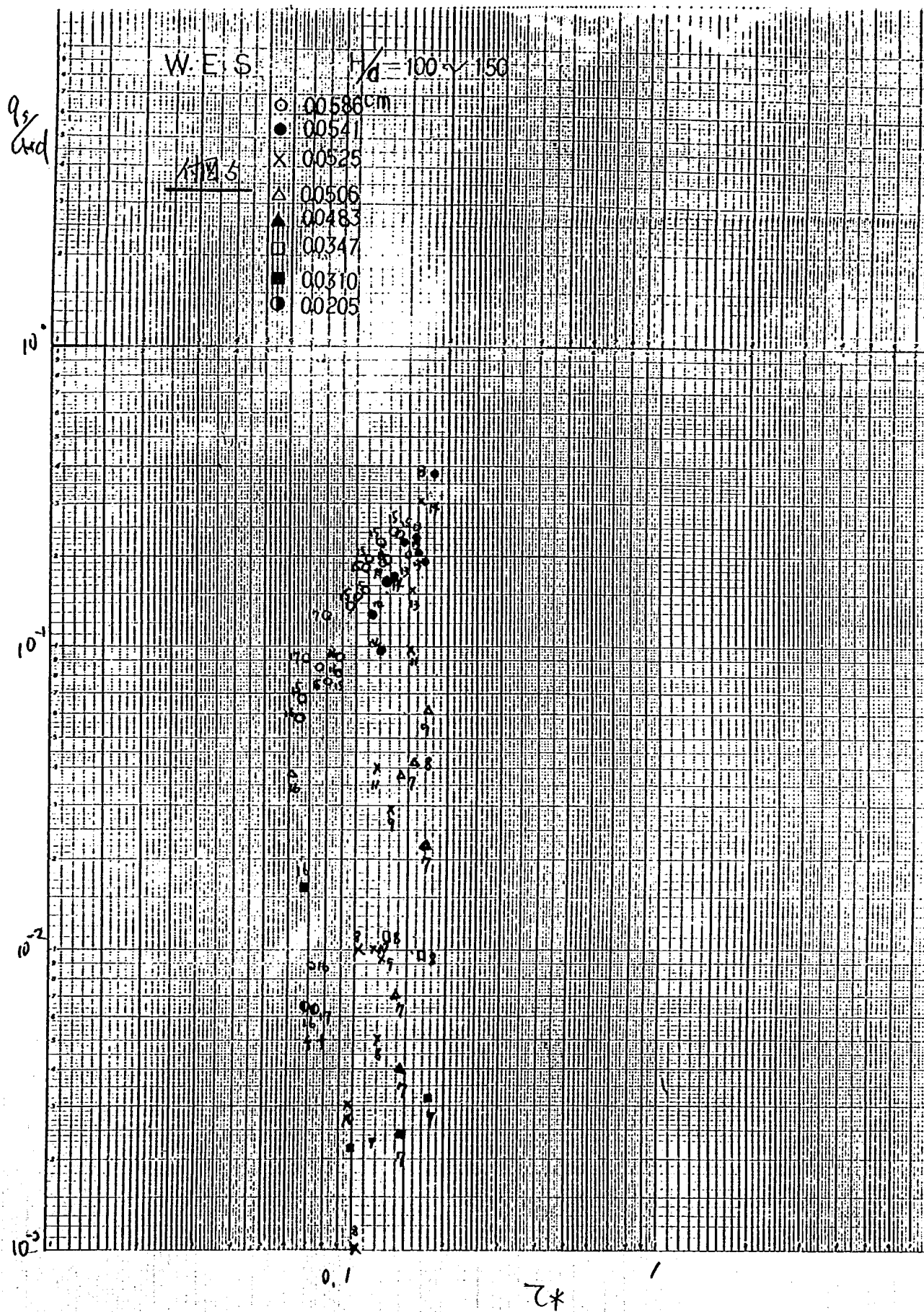
15. Kikkawa, H., Fukuoka, T., Baba, K., and Kono, H., 1975: 大粒径砂礫の掃流砂量に関する研究, 第19回水理講演会
16. Kinoshita, R., 1961: 石狩河道変遷調査, 科学技術庁資源局資料36号
17. Laursen, E.M., 1958: The Total Sediment Load of Streams, Proc. of ASCE Hy1.
18. Nordin, C.F., 1964: Aspects of Flow Resistance and Sediment Transport Rio Grande near Bernalillo, New Mexico, U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 1498-H.
19. Nordin, C.F., 1976: Flume Studies with Fine and Coarse Sands, U.S. Geological Survey Open File Report 76-762.
20. Sato, S., Kikkawa, H., and Ashida, K., 1953: 河床砂礫の掃流運搬に関する研究, 建設省土木研究所報告第98号
21. Shastri Annambhotla, V.A., and Sayer, W.W., and Robert H.L., 1972: Statistical Properties of Missouri River Bedforms, Proc. of ASCE, WW4..
22. Sten R.A., 1965: Laboratory Studies of Total Load and Apparent Bedload, Journal of Geophysical Research, Vol.70, No.8, pp.1831-1842.
23. Tamai, N., Nagao, T., and Mikuni, T., 1978: 直線水路における複列砂礫堆と細状流路の形成について, 第22回水理講演会論文集
24. Tanaka, Y., 1970: Antidune に関する実験的研究, 京大防災研年報第13号B
25. Taylor, B.D., and Vanoni, V.A., 1972: Temperature Effects in Low-Transport, Flat-Bed Flows, Proc. of ASCE HY 12
27. U.S. Waterway Experimental Station, 1953: Studies of River Bed Materials and Their Movement With Special Reference to the Lower Mississippi River, Paper No.17, Vicksburg, Miss.
28. Williams, G.P., 1970: Flume Experiments on the Transport of a Coarse Sand, U.S. Geological Survey Professional Paper 562-H.
29. Willis, J.C., Coleman, N.L., and Ellis, W.M., 1973: Laboratory Study of Transport of Fine Sand, Proc. of ASCE HY 3.
30. Yamamoto, K., 1975 and 1976: 相似律の観点から見た移動床流れの水理〔Ⅰ〕,〔Ⅱ〕,〔Ⅲ〕, 土木研究所資料第1059, 1074, 1154号
31. Yamamoto, K., and Fukami, C., 1978: 河川における土砂の移動機構に関する研究ノート, 土木研究所資料第1416号

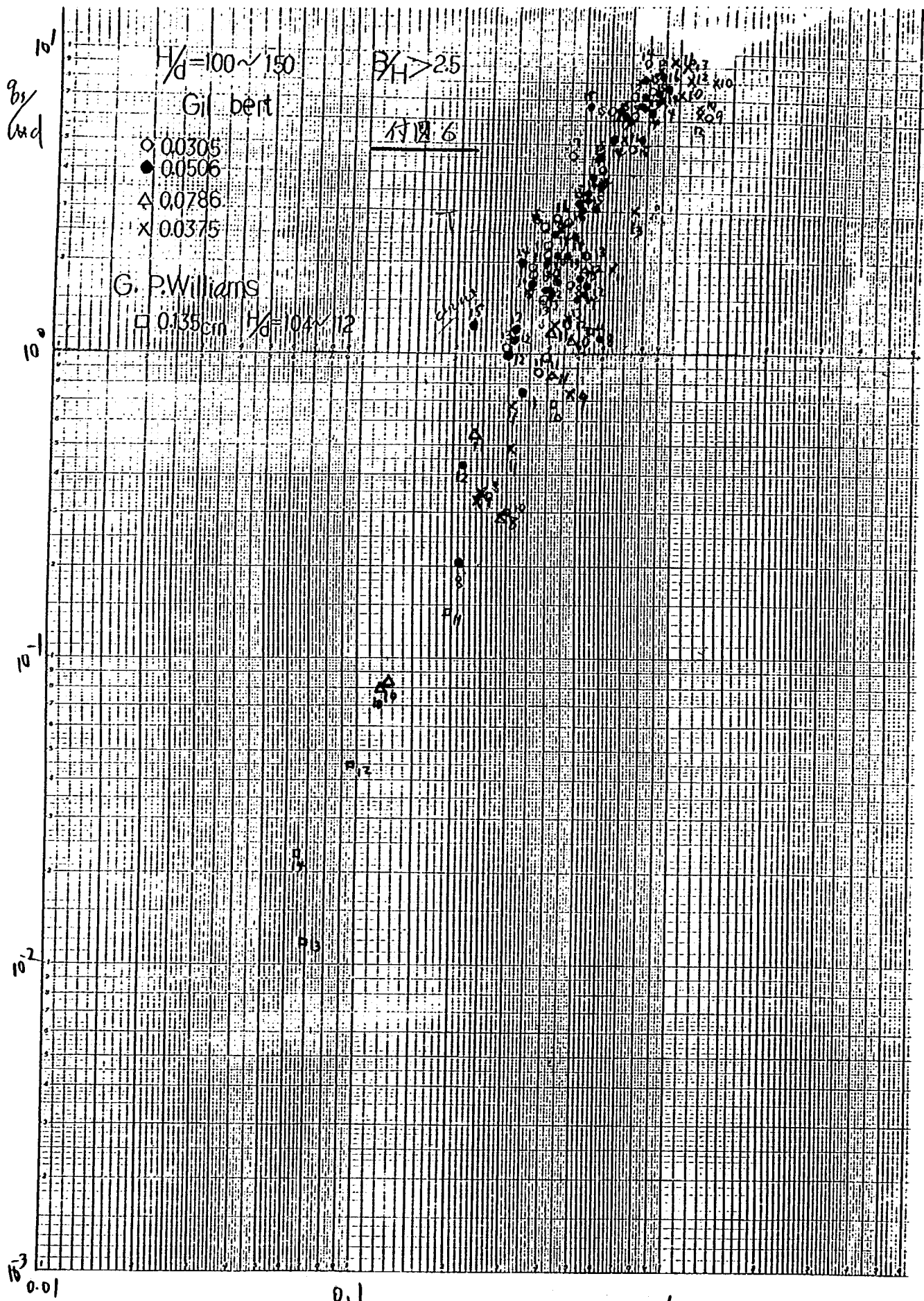


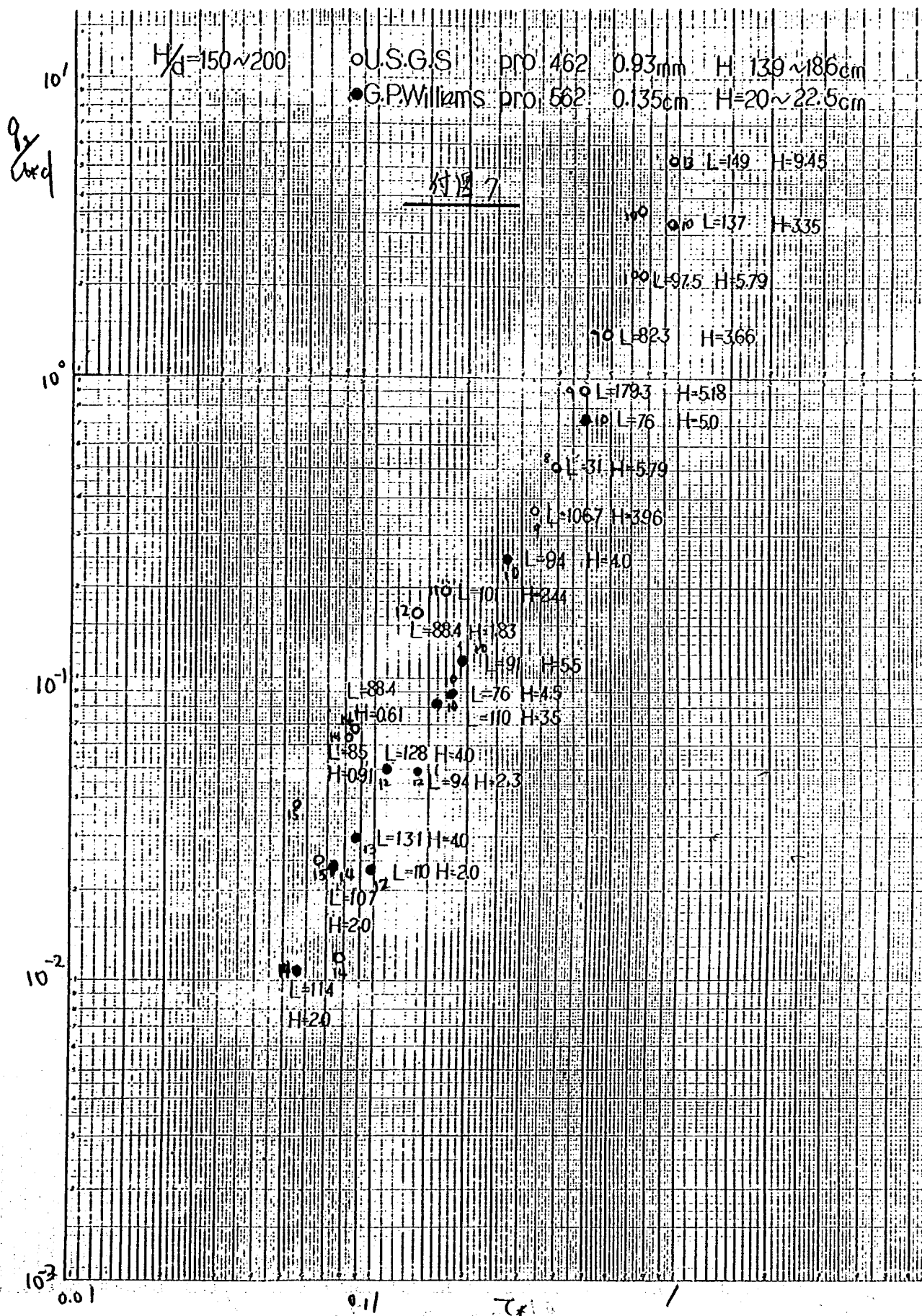


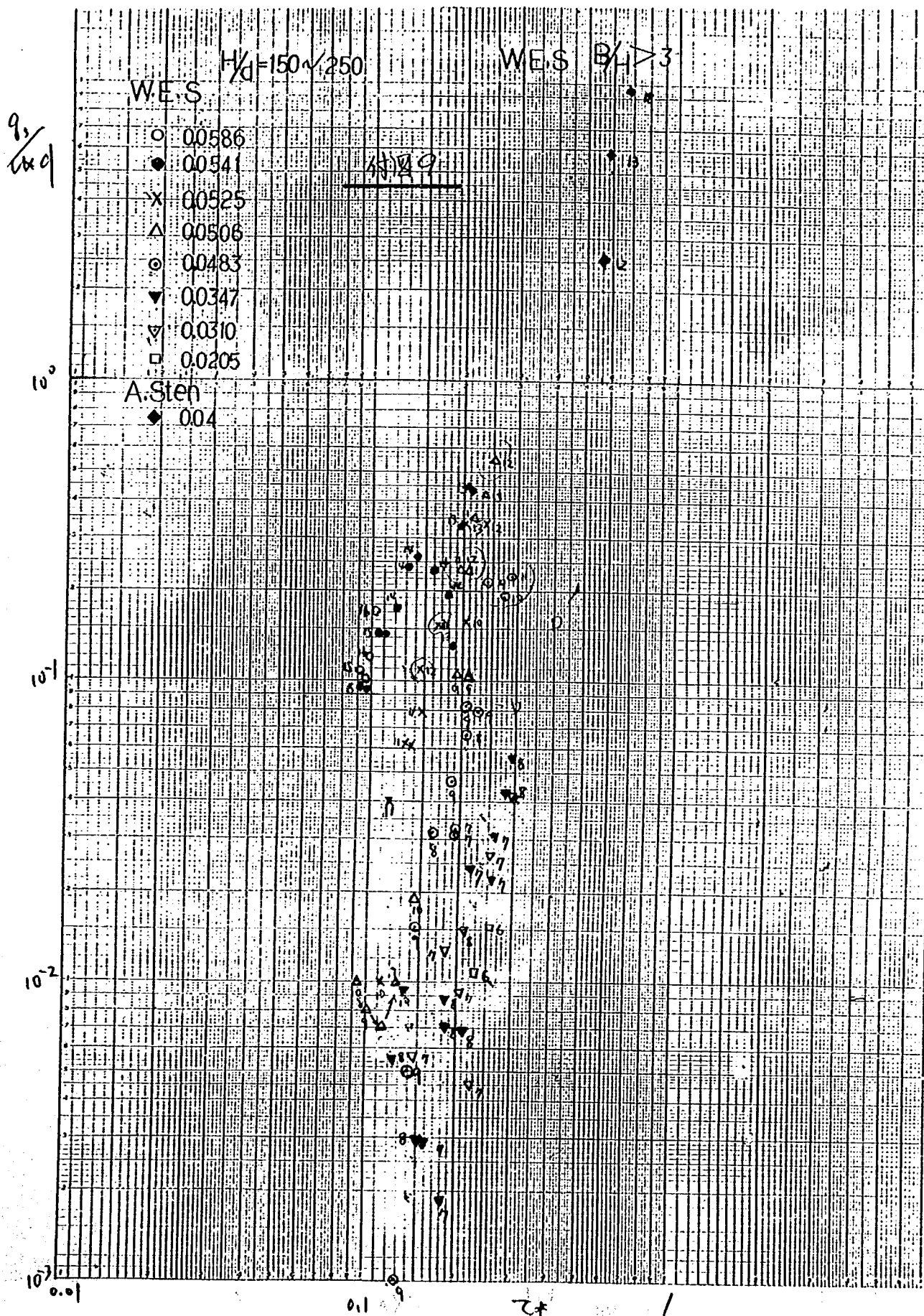


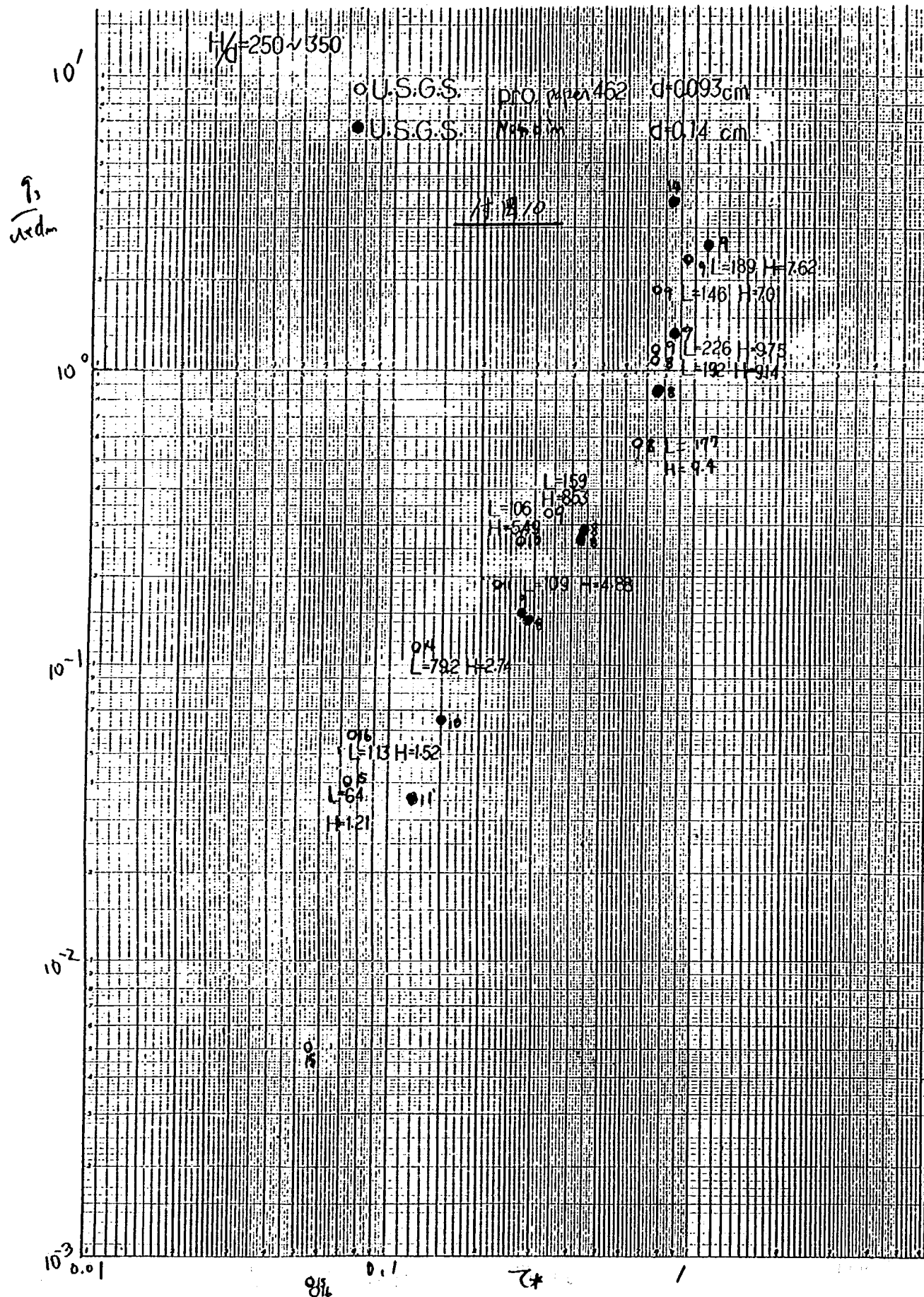


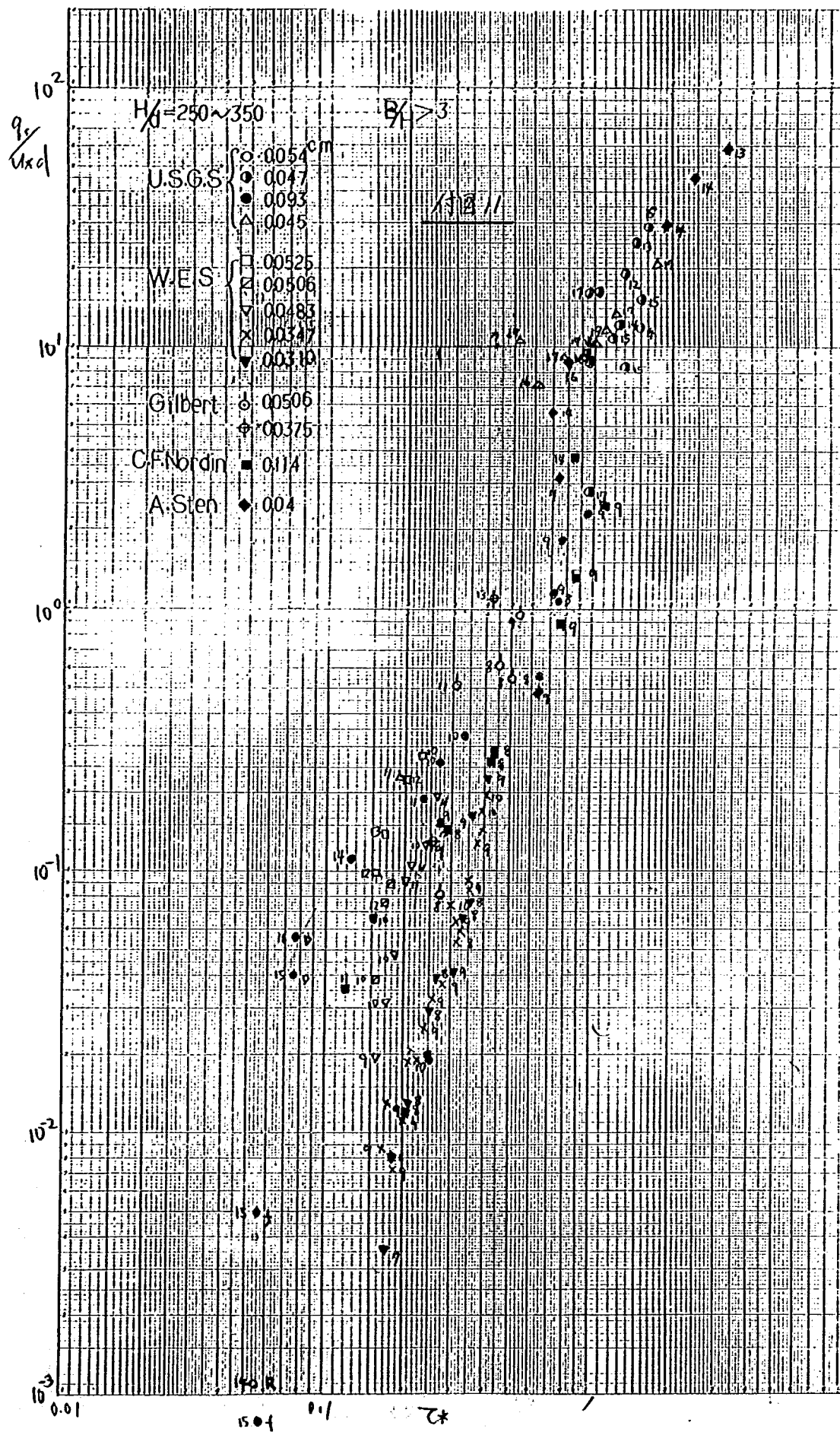


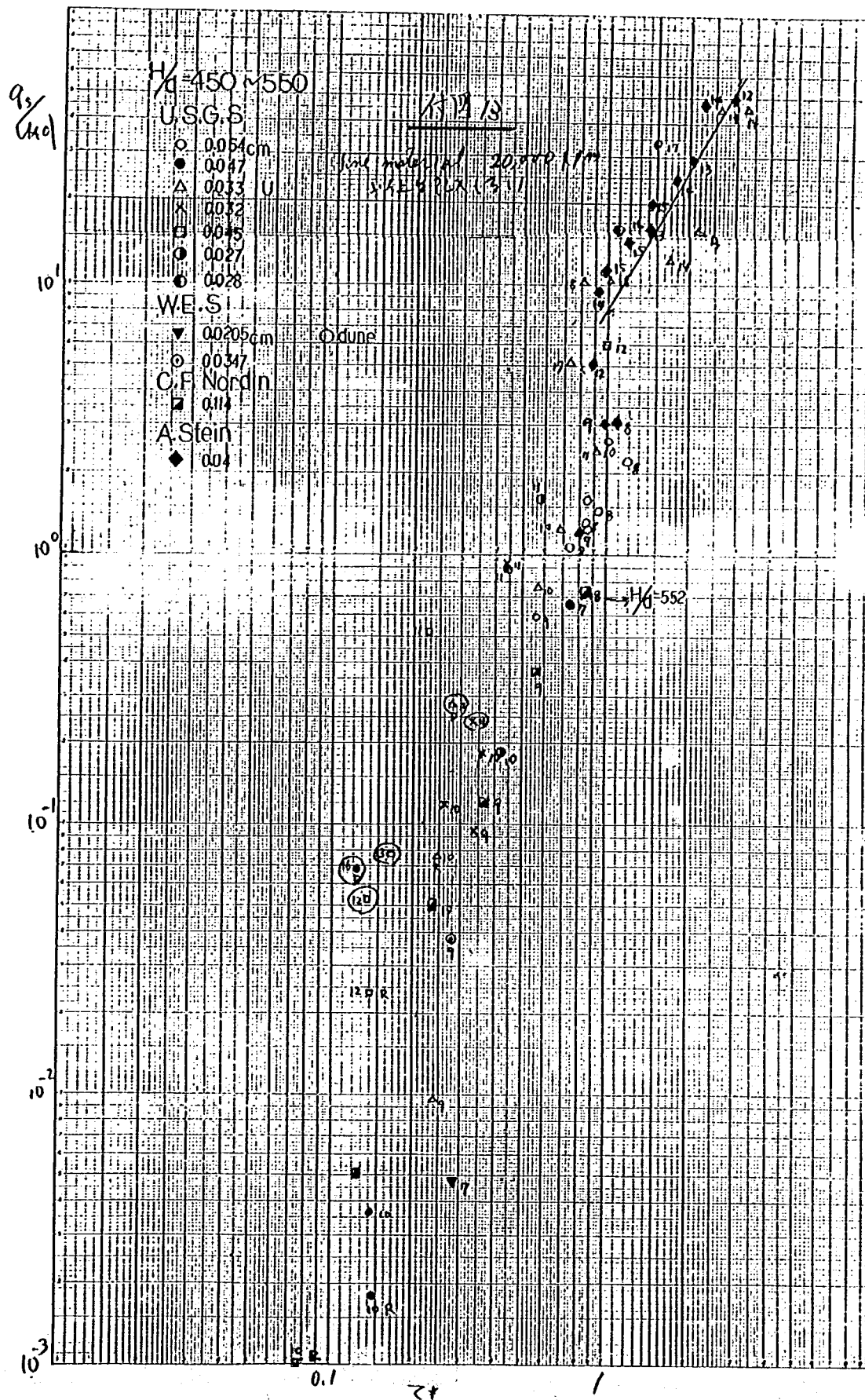


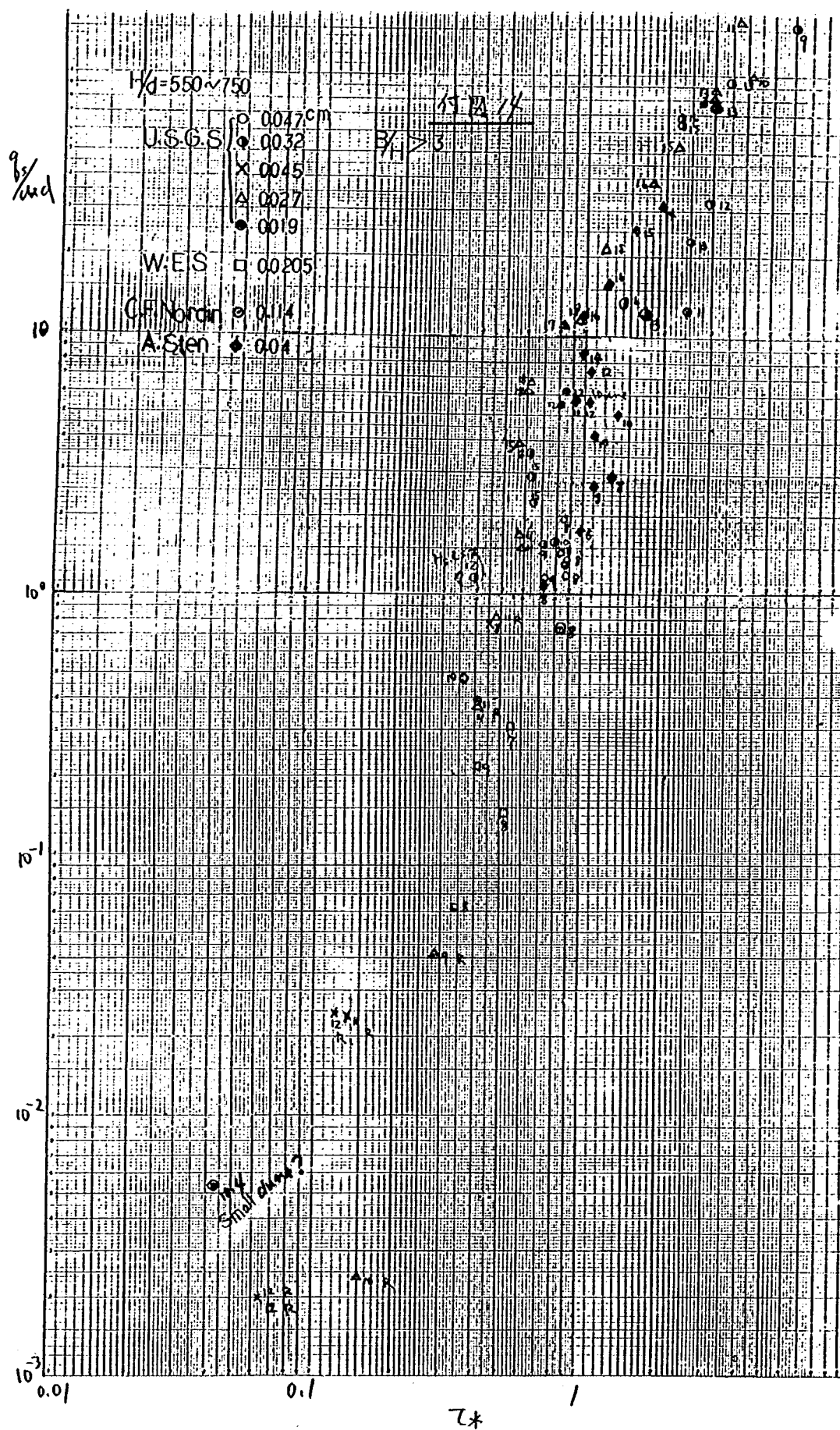












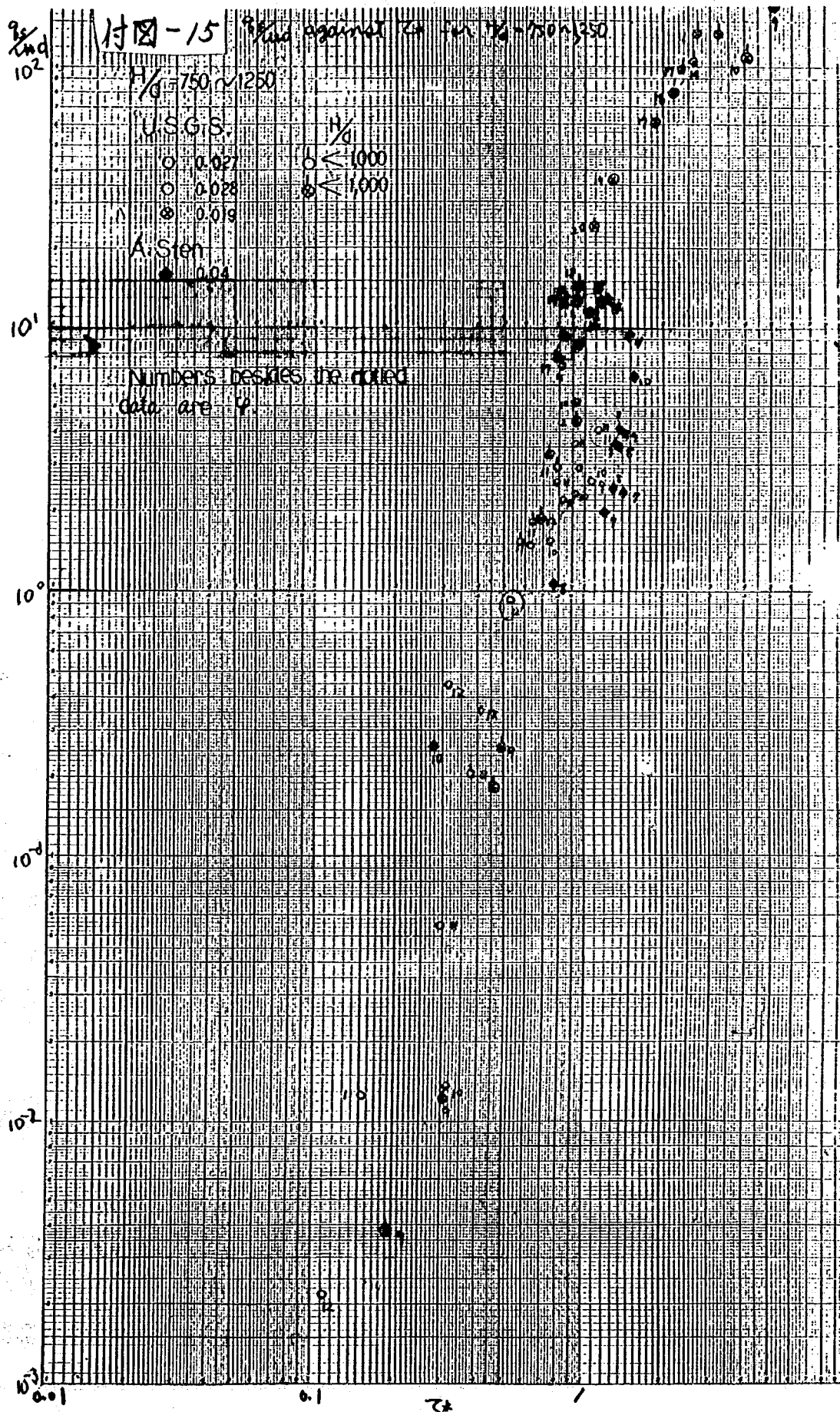


Table 1 • Laboratory studies of Total Load and Apparent Beol Load by Richard A. Stein

Journal of Geophysical Research 61.70 No. 8 1965
 $d_{50}/d_{90} = 1.50$ assumed $\rho_s = 2.65$

recirculating time 100 sec. 4 feet. 2 feet

Run	H cm	d ₅₀ cm	B cm	I x 10 ³	Q L/s	V _m	H	U ₊ cm/s	T ₄	U ₁	H/d	B/H	Q _s cm ³ /s	Q _s L/s	L _s cm	H _s cm	V _s cm/s	T °F	L _s /H	H _s /L _s				
2	18.3	0.04	122	3.52	152	68.1	0.51	7.95	0.98	8.57	4.57	4.7	0.983	3.09		7.92	2.288	70						
4	"	"	"	2.85	115	51.5	1.38	7.22	0.81	7.13	"	"	0.365	1.26		5.2	0.144	69						
5	"	"	"	5.27	200	89.6	1.57	7.59	0.89	11.8	"	"	1.88	6.19		5.2	0.544	72						
6	"	"	"	3.31	240	157.5	0.81	7.70	0.92	14.0	"	"	2.98	9.68				74						
7	"	"	"	5.08	254	127	0.95	9.54	1.41	13.3	"	"	6.24	16.4				75						
8	"	"	"	7.36	329	147	1.09	11.49	2.04	12.8	"	"	13.7	29.8				74						
9	"	"	"	11.79	368	165	1.23	13.9	2.99	11.9	4.57	"	27.7	49.8				73						
10	30.5	"	"	0.61	156	41.9	0.24	4.27	0.28	9.8	7.62	4.0	0.045	0.26		5.5	0.018	73						
11	"	"	"	1.68	198	53.2	0.31	7.09	0.78	7.5	"	"	1.392	1.03		7.3	0.094	71						
12	"	"	"	2.60	240	145	0.37	8.82	1.20	7.3	"	"	0.703	1.99		9.8	0.203	73						
13	"	"	"	2.90	282	75.7	0.44	9.31	1.34	8.1	"	"	1.545	4.15	320	8.5	0.219	68	10.5	0.0265				
14	"	"	"	2.98	283	76.1	0.44	9.44	1.38	8.06	"	"	1.32	3.50	341	8.8	0.271	69	11.2	0.0373				
15	29.9	"	"	3.00	326	89.4	0.50	9.38	1.36	9.54	7.48	"	1.90	5.06	229	7.9	0.417	76	7.7	0.0365				
16	31.1	"	"	3.01	329	86.7	0.51	9.58	1.42	9.05	7.78	"	1.88	4.91	246	8.8	0.308	70	7.9	0.0358				
17	30.5	"	"	3.27	268	98.9	0.57	9.89	1.54	10.0	7.62	"	2.57	6.50	216	7.6	0.559	72	7.1	0.0362				
18	30.2	"	"	3.28	411	112	0.67	9.85	1.50	11.4	7.55	"	3.00	9.14	223	5.2	0.157	72	7.4	0.0229				
19	30.5	"	"	2.26	453	122	0.71	8.22	1.04	14.8	7.62	3	3.78	11.5				72						
20	30.5	"	"	2.51	481	129	0.75	8.66	1.16	14.9	"	3	4.38	12.6				74						
21	30.2	"	"	2.90	283	76.8	0.44	9.26	1.33	8.3	7.55	"	1.36	3.67	247	10.0	0.22	72						
22	24.4	"	"	2.61	156	53.4	0.34	6.93	1.74	7.6	6.10	4.94	1.309	1.11	137	6.7	0.152	70						
23	"	"	"	2.98	199	66.8	0.43	8.44	1.10	7.9	"	"	0.899	2.66	235	7.6	0.226	70						
24	"	"	"	2.97	241	81.0	0.52	8.43	1.10	9.6	"	"	1.46	4.33	280	8.2	0.239	70						
25	"	"	"	2.85	283	95.1	0.62	8.26	1.05	11.5	"	"	1.90	5.75	146	6.1	0.552	70						
26	"	"	"	2.69	326	110	0.71	8.02	0.99	13.7	"	"	2.82	8.79	238	5.2	1.745	76						
27	"	"	"	2.61	368	124	0.80	7.90	0.94	15.7	"	"	3.22	12.1				74						
28	24.7	"	"	3.27	411	138	0.88	8.90	1.22	15.5	6.18	4.94	3.62	15.8				73						
29	24.4	"	"	4.17	453	152	0.98	9.99	1.54	15.2	6.10	"	10.28	25.7				72						
30	24.7	"	"	5.24	481	160	1.04	11.26	1.96	14.2	6.18	"	13.33	31.8				72						
31	24.4	"	"	2.86	303	102	0.85	8.27	1.06	13.3	6.10	"	2.84	7.48	326	6.1	0.623	72						
32	24.7	"	"	2.89	264	81.3	0.57	7.74	0.93	10.5	6.18	"	1.83	5.90	317	6.7	0.462	72						
33	24.4	"	"	2.67	178	59.8	0.39	7.99	0.99	7.5	6.10	"	0.57	1.78	189	8.2	0.771	72						
34	12.2	"	"	3.47	844	57.2	0.52	6.44	0.64	8.9	305	10	0.125	1.47	213	6.4	0.169	74						
35	12.5	"	"	3.87	115	75.4	0.69	1.89	0.73	10.9	313	10	0.899	3.26	170	4.9	0.387	72						

Table 2

Flume Width and Water Depth Effects in Sediment-Transport Experiment

Flume Experiments on the Transport of a Coarse Sand by G. P. Williams

medium full diameter = 0.76mm @ 21.5°C
 * sediments was tested: $w_{50} = 19.5\%$ $P_2 = 2.66$
 U.S.G.S professional paper 562-March 1970

Run	H cm	d ₅₀ cm	B cm	I X 10 ³	Q/B cm ³ /s	V _m cm/s	F	U ₊	Z ₊	Q	H/d	B/H	Q _s	Q _s /Q _{cl}	L _s cm	H _s cm	V _s cm/s	T	C mg/l	R _b estimated 1/16 in					Bed Configuration
1	3.1	0.135	7.5	5.29	138	44.5					23	24	0.0190					21.2							Flat
2	3.2			6.40	152	48.0							0.0423					26.2							do
3	3.3			8.40	182	56.0							0.0897					24.2							do
4	3.0			13.2	186	64.0							0.226		16	1.0	0.78	21.6							A
5	3.0			16.6	216	72.0							0.512		19	1.2	0.95	22.2							A
6	2.8			21.3	238	84.0							0.903		20	1.4	1.17	23.6							A
7	3.0			26.2	328	108.0							1.97		27	1.6	1.45	24.6							D
8	9.3			27.2	408	44.0					69	281	0.0048			0.4	0.036	18.2							D
9	9.2			25.8	428	46.5							0.0082		185	0.4	0.047	22.8							D
10	9.1			22.5	454	49.0							0.013		169	0.4	0.14	24.8							D
11	9.0			31.0	462	49.5							0.0195		134	0.6	0.098	24.8							D
12	9.2			37.1	522	54.0							0.0426		82	0.6	0.15	23.8							D
13	9.2			42.5	542	59.0							0.0553		81	0.8	0.20	22.0							D
14	9.4			59.5	602	64.5							0.159		65	1.0	0.51	20.3							D
15	9.0			9.62	724	79.0							0.332		35	1.2	0.95	20.0							D and A
16	9.5			13.1	806	85.5							0.545		40	3.2	0.56	20.2							A
17	9.5			13.3	880	94.0							0.614		41	2.8	0.58	19.6							A
18	9.5			17.7	974	105.0							1.34		45	4.8	0.85	20.8							A
19	9.0			17.4	1004	113.0							1.47		44	4.4	1.27	10.6							A
20				24.8	1040	113.5							1.87		40	5.4	1.33	20.8							A
21	7			24.5	1040	119.0							2.44		46	4.8	1.39	18.8							A
22	7			19.7	1190	133.0							3.59		47	4.4	1.99	19.8							A
23	7			22.2	1256	138.0							3.69		49	6.6	1.60	20.8							A
24	7			28.8	1672	181.0							8.93					19.6							Flat
25	9.5			35.0	2006	214.5							12.44					19.8							do
26	15.5			237	762	49.5					115	0.48	0.0074					23.2							do
27	15.3			271	798	52.5							0.0074		204	1.0	0.062	24.0							D
28	15.3			288	850	55.5							0.0226		109	1.0	0.12	24.2							D
29	15.2			3.63	896	59.0							0.0433		114	1.6	0.084	20.8							D
30	15.2			428	986	64.5							0.095		103	1.8	0.14	20.4							D
31	15.4			661	1122	72.0							0.178		69	1.8	0.43	21.2							D
32	15.2			7.63	1200	79.0							0.291		64	2.0	0.60	21.2							D
33	15.4			12.4	1412	91.5							0.609		98	2.4	0.87	22.2							D

	I	d	B	I	Q/B	V _m	H	U*	Z	Q	H/d	B/H	Q _s	Q _{und}	L _s	H _s	V _s	T	C	L _s /H	H _s /L _s					Det-Configuration
	cm	cm	cm	x10 ³	cm/s	cm/s		cm/s					cm/s		cm	cm	cm/s	°C								
34	15.5	0.135	75	12.3	1598	104.0					11.5	2.48	0.861		56	6.4	0.98	18.4								A
35	15.5			15.8	1590	101.5							0.129		61	6.8	0.93	22.8								A
36	15.0			21.2	1710	113.5							2.55		76	8.6	1.34	23.0								A
37	15.0			18.8	2118	141.5							3.82		83	6.8	2.13	17.4								A
38	15.0			22.8	2560	189.5							6.60		74	6.6	2.96	17.6								A
39	14.5			30.9	2850	199.0					107		10.75					15.2								Plot
40	21.4			2.5	1160	54.0					158	0.35	0.0025			0.8	0.015	15.6								D
41	21.4			23.4	1152	53.5							0.00518			0.8	1.0025	17.8								D
42	21.8			3.0	1294	59.5							0.0342		17	1.6	0.062	13.4		5.37						D
43	22.2			5.39	1598	72.0							0.174		101	3.2	0.23	15.0		4.63						D
44	21.6			7.93	2062	95.0							0.332		91	3.0	0.93	18.4		4.21						D
45	21.4			10.1	2298	107.5							0.795		78	3.8	1.01	17.0		3.64						D
46	21.0			14.6	2508	119.0							1.93		81A	3.8	2.24	17.2								D
47	21.0			18.3	2750	131.5							2.94		79	6.8	1.66	16.4								D
48	21.0			22.5	3055	147.5					148		4.86		81	8.2	2.54	16.6								A
49	3.1		15.0	3.33	102	32.0	0.60	3.41	0.053	9.67	23	4.84	0.0013	0.0008				20.2								Plot
50	3.1			4.87	118	38.5	0.70	3.82	0.067	10.1			0.0162	0.0018				22.0								do
51	3.1			5.58	134	43.0	0.70	4.11	0.077	10.4			0.0208	0.0025				26.4								do
52	3.1			6.17	140	45.0	0.82	4.33	0.086	10.4			0.0437	0.0075				22.0								do
53	3.2			7.58	154	49.0	0.88	4.88	0.109	10.1			0.0783	0.0119	12			26.8								A
54	3.0			11.7	168	56.5	1.04	5.86	0.157	9.64			0.200	0.25	18	1.2	0.86	22.8								A
55	3.0			16.2	194	64.5	1.19	6.90	0.218	9.35			0.415	0.445	21	1.6	1.24	22.8								A
56	3.0			20.2	246	82.5	1.48	7.71	0.272	10.4			0.957	0.92	24	2.0	1.52	24.2								A
57	3.0			21.7	274	91.5	1.69	7.98	0.292	11.5			1.21	1.12				24.2								Plot
58	2.6			30.3	356	124.5	2.16	8.79	0.354	15.3	19		3.55	3.99				8.0								do
59	2.4			36.7	432	173.5	3.58	9.29	0.395	18.7	18	1.69	5.80	4.47				8.0								do
60	8.9			1.77	400	45.0					66		2.045		202	0.6	0.052	20.8								D
61	9.3			1.83	442	47.0							2.0129		105	0.6	0.073	20.4								D
62	9.4			2.31	498	53.0							0.0326		78	0.8	0.20	19.8								D
63	9.2			3.74	558	61.0							0.109		56	1.0	0.45	19.0								D
64	8.8			5.53	608	69.0							0.228		46	1.4	0.55	18.6								D
65	9.0			7.85	702	78.5							0.383		34	2.2	0.47	17.8								A
66	9.8			9.01	744	83.0							0.525		34	3.0	0.52	17.4								A

	H	d	B	I	g/p	V _m	F _r	U _g	T _g	Q	H/d	g/s	g/ml	L _s	H _s	V _s	T	C	L _g /H	H _g /L _g				Bed configuration
	cm	cm	cm	x10 ³	cm ² /s	cm/s		cm/s				cm ² /s		cm	cm	cm ² /s	°C							
67	9.5	6.35	15.0	12.0	896	95.5				70	1.58	1.995		38	4.0	0.95	18.2							A
68	9.5			13.6	992	116.0						1.547		50	4.6	1.01	18.0							A
69	9.5			14.9	1096	115.0						2.13		46	5.4	1.39	17.6							A
70	9.0			16.5	1156	126.5						3.46		55	6.0	2.13	18.0							Flat
71	8.8			17.9	1394	140.0						5.79					12.4							do
72	9.2			22.4	1724	175.0						12.3					12.0							D
73	15.0			12.3	892	46.0				111	1.0	0.0026		219	0.6	0.017	22.2							D
74	15.2			1.41	736	42.0						0.0140		106	1.4	0.041	26.4							D
75	15.0			1.91	762	51.5						0.0304		98	1.4	0.037	26.2							D
76	15.4			2.27	2.19	52.0						0.0374		104	2.0	0.081	26.3							D
77	15.3			2.60	258	56.0						0.0566		97	2.2	0.094	26.0							D
78	15.2			3.00	906	59.5						0.0632		77	1.8	0.11	25.4							D
79	15.0			4.58	1160	70.5						0.200		66	2.4	0.09	24.8							D
80	15.4			6.39	1244	82.0						0.484		66	2.4	0.34	26.0							D
81	15.5			9.31	1468	94.0						0.861		58	4.2	1.91	26.4							A?
82	15.0			11.1	1558	102.5						1.547		59	6.8	1.17	11.0							A
83	15.5			14.1	1598	104.0						1.76		59	7.6	1.07	26.6							A
84	14.5			14.1	1724	117.0						3.15		63	6.0	1.55	9.8							A
85	15.5			14.4	2382	147.5						4.65		69	7.6	2.35	11.6							A
86	13.5			22.0	2158	244.0						17.50					8.8							Flat
87	21.4			6.15	1068	52.0				159	0.70	0.00714			0.8	0.021	16.0							D
88	21.4			1.07	1152	54.0						0.00728		180	1.2	0.18	18.6		8.41					D
89	21.8			1.45	1226	56.5						0.0108		174	1.8	0.025	23.0		7.99					D
90	21.6			2.11	1348	62.0						0.0457		90	2.6	0.071	23.8		4.57					D
91	21.4			2.24	1618	75.5						0.162		71	2.6	0.018	24.0		3.22					D
92	22.0			4.56	1970	89.5						0.239		72	3.2	0.054	14.0		3.27					D
93	22.0			9.5	2496	113.5						1.65		69	7.6	1.04	12.6		3.27					A
94	21.0			13.5	2066	145.0						4.71		74	6.8	1.71	12.0		3.52					A
95	2.8	6.185	30.5	4.67	106	38.0	1.73	2.34	0.057	11.4	20.7	12.9	0.0065	0.0108			13.8							Flat
96	3.0			4.11	118	38.7	0.71	3.50	0.056	11.0	22.2	10.0	0.013	0.028			18.6							do
97	3.0			4.95	132	43.0	0.79	3.85	0.068	11.2	22.2		0.0213	0.051			19.2							do
98	3.2			5.90	146	47.2	0.86	4.24	0.082	11.1	22.7	9.8	0.0535	0.093			21.0							do
99	3.0			7.51	164	41.6	0.85	4.76	0.105	9.74	22.2	9.9	0.0844	0.131	15		22.6							A

	H	q	B	I	Q/B	Vm	F _{fr}	U _{st}	Z _*	P	Q _s	Q _s /Q _{nd}	L _s	H _s	V _s	T	C	B/H	H _o	V _{st}	Q _{nd}	Bed configuration
	cm	cm	cm	x10 ³	cm ³ /s	cm ³ /s		cm/s			cm ³ /s		cm	cm	cm ³ /s	°C						
100	3.0	2.135	30.5	10.8	154	53.3	1.00	5.54	0.141	9.63	0.179	0.239	15	0.6	0.61	11.8		10.3	21.9			A
101	3.0			12.8	178	57.6	1.05	6.22	0.179	9.27	0.311	0.370	18	1.0	0.66	17.6		10.4	21.9			A
102	3.0			15.1	204	67.7	1.25	6.67	0.204	8.82	0.521	0.579	21	2.6	0.91	15.6		10.1	21.9			A
103	3.0			19.9	216	75.6	1.43	7.49	0.257	10.10	1.011	0.741	30	1.6	0.08	23.6		10.7	21.9			A
104	3.0			22.2	272	91.7	1.70	8.02	0.294	11.4	1.52	1.40	18	2.2	2.08	24.8		10.8	21.9			A
105	3.0			33.1	372	130.0	2.38	9.86	2.405	13.1	4.48	2.27				19.2		10.2	21.9			Flat
106	9.1			1.10	376	41.5	0.44	3.12	0.045	13.3	0.00226	0.0054				21.4		3.36	67			Flat
107	9.6			1.21	408	42.7	0.44	3.37	0.052	12.7	0.00270	0.0062		0.6	0.027	22.8		3.18	71			D
108	9.6			1.36	408	43.0	0.44	3.57	0.058	12.1	0.00487	0.0108				19.8		3.19	71			Flat
109	9.0			1.62	406	45.4	0.48	3.77	0.065	12.0	0.00766	0.0190	271	1.2	0.052	18.6		3.40	67			D
110	9.0			1.82	420	46.9	0.50	4.00	0.073	11.7	0.0154	0.0285	177	1.2	0.082	16.6		3.40	67			D
111	9.1			2.00	436	47.9	0.51	4.23	0.082	11.3	0.0231	0.0405	146	1.6	0.046	18.4		3.33	67			D
112	9.2			2.10	462	50.0	0.53	4.36	0.087	11.5	0.0326	0.0554	131	2.0	0.11	17.2		3.30	68			D
113	9.3			2.11	468	50.3	0.53	4.38	0.088	11.5	0.0339	0.0573	110	1.2	0.15	17.8		3.28	69			D
114	9.0			2.36	476	53.0	0.56	4.56	0.095	11.6	0.0528	0.0858	107	1.6	0.082	17.2		3.38	67			D
115	9.0			2.72	492	54.9	0.59	4.89	0.106	11.2	0.0835	0.126	70	1.6	0.23	17.8		3.40	67			D
116	8.8			3.18	512	57.9	0.62	5.25	0.126	11.0	0.0984	0.139	73	2.6	0.36	16.2		3.44	65			D
117	8.8			3.97	530	60.4	0.65	5.84	0.156	10.3	0.144	0.183	61	2.0	0.48	16.2		3.47	65			D
118	8.8			5.09	604	58.9	0.74	6.10	0.199	8.92	0.285	0.320	55	2.2	0.81	15.8		3.48	65			D
119	9.0			5.57	688	76.0	0.76	7.01	0.228	10.8	0.343	0.362	40	5.0	0.76	12.4		3.38	67			D
120	9.0			5.94	706	79.0	0.84	7.23	0.239	10.9	0.389	0.399	43	4.6	0.61	20.4		3.38	67			A
121	9.0			5.92	706	78.5	0.83	7.22	0.238	10.9	0.426	0.437	40	4.6	0.76	22.0		3.38	67			A
122	2.5			6.43	738	78.9	0.83	7.67	0.270	10.5	0.434	0.395	46	3.8	1.17	15.6		3.26	70			A
123	9.5			7.21	798	85.3	0.89	8.13	0.303	10.5	0.621	0.566	46	5.0	0.25	21.8		3.25	70			A
124	10.0			8.24	976	98.8	1.00	8.93	0.366	11.1	0.878	0.728	49	7.6	1.22	22.6		3.08	74			A
125	10.0			10.9	1040	106.1	1.09	10.22	0.478	10.4	1.470	1.07	49	7.6	1.07	25.0		3.05	74			A
126	10.0			12.9	1208	122.0	1.24	11.24	0.579	10.9	2.205	1.85	53	6.4	1.52	20.4		3.05	74			A
127	9.8			16.2	1830	186.0	1.39	12.47	0.713	10.9	9.76	5.80				19.8		3.11	73			Flat
128	15.3			1.86	714	46.5	0.38	3.99	0.073	11.7	0.00389	0.0073	326	1.4	0.013	19.0		1.99	113			D
129	15.5			1.37	786	50.6	0.44	4.56	0.095	11.1	0.0183	0.030	159	2.6	0.037	22.0		1.91				D
130	14.8			1.33	738	50.0	0.42	4.39	0.088	11.4	0.0187	0.032	119	1.2	0.051	26.0		2.06				D
131	15.4			1.44	804	52.4	0.43	4.66	0.100	11.2	0.026	0.041	113	3.2	0.052	20.8		1.98				D
132	15.8			1.72	840	53.2	0.43	5.15	0.122	10.3	0.0432	0.062	85	2.0	0.054	23.6		1.94				D

	H	d ₅₀	B	I	Q/B	V _m	K _r	U _z	Z _z	U _z	H _z	Q _s	Q _s	L _s	H _s	V _s	T	C		V _{6H}			Bed
	cm	cm	cm	X/10 ³	cm ³ /s	cm/s		cm/s				cm ³ /s	cm ³ /s	cm	cm	cm ³ /s	°C			und			configurations
133	15.6	0.135	20.5	1.84	892	51.9	0.46	5.31	0.129	10.7		1.95	0.055	0.017	88	1.2	0.067	22.2		0.51			D
134	15.4			2.16	890	58.5	0.47	5.69	0.15	10.3		1.99	0.064	0.084	76	2.0	0.061	17.8		1.22			D
135	15.8			2.51	976	51.9	0.50	6.23	0.178	8.34		1.94	0.102	0.121	61	5.0	0.22	18.8		4.13			D
136	15.4			3.14	1022	66.4	0.54	6.88	0.22	9.66		1.98	0.178	0.119	67	5.0	0.19	20.8		3.15			D
137	15.5			4.16	1226	78.94	0.64	7.96	0.29	9.92		1.96	0.30	0.27	55	5.0	0.66	20.8		9.52			D
138	15.0			8.42	1524	102.5							1.28		57	5.4	0.94	18.8					A
139	14.5			11.8	1738	119.0							2.88		67	5.6	1.27	18.8					A
140	14.5			11.3	2314	159.0							5.42		78	8.2	1.66	19.0					A
141	21.2			0.81	1086	51.0						1.44	0.044		241	1.6	0.0095	22.0					D
142	21.7			7.9	1152	53.0							0.128		162	2.0	0.072	16.0					D
143	21.4			1.31	1226	57.5							0.0296		113	2.6	0.050	21.0					D
144	21.8			1.78	1320	60.5							0.052		79	2.4	0.066	20.6					D
145	21.6			2.72	1524	71.0							0.180		137	4.6	0.11	19.0					D
146	21.0			4.54	2100	99.0							0.702		58	4.0	0.80	19.8					A
147	20.0			0.955	2592	132.0							0.275		70	8.4	1.23	20.0					A
148	2.0	2.05	0.10	4.89	112	37.0	0.89	3.78	0.065	9.8	22	20.3	0.0152	0.030	335	3.5		22.6		0.51			B
149	2.8			5.09	136	49.0	0.94	3.95	0.072	12.4			0.0317	0.059	162	2.5	0.045	25.6		5.15			B
150	2.8			8.16	162	58.5	1.12	4.73	0.102	12.4			0.107	0.168	154	2.5	0.07	25.0					B and A
151	2.7			11.7	168	61.5	1.20	5.56	0.142	11.1			0.244	0.325	18	2.0	0.67	26.8					A
152	2.8			17.2	242	86.5	1.63	6.87	0.216	12.4			0.492	0.746	25	2.5	1.19	26.0					A
153	2.0			23.4	298	98.5	1.82	8.29	0.260	11.9			1.286	1.51				24.0					Flat
154	8.7			1.18	398	45.5	0.49	3.17	0.046	14.3	64	7.0	0.010	0.014	189	1.0	0.040	25.6		0.81			D
155	9.0			1.54	418	47.0	0.50	3.69	0.062	12.8			0.0108	0.022	100	1.0	0.062	28.2		1.12			D
156	8.8			2.10	464	53.5	0.58	4.26	0.083	12.6			0.0376	0.065	73	1.5	0.10	28.2		1.53			D
157	8.8			3.20	548	62.0	0.67	5.33	0.130	11.6			0.111	0.154		2.0	0.228	28.4					D
158	9.0			7.14	786	89.0	0.95	7.94	0.289	11.2			0.626	0.584	40	3.5	0.085	24.8					A
159	9.0			11.3	1026	115.0	1.22	9.98	0.456	11.3			1.721	1.28	45	5.5	0.098	23.6					A
160	14.6			1.06	784	49.5	0.41	3.89	0.069	12.7	108	4.18	0.0044	0.012	177	1.0	0.015	26.4		0.42			D
161	15.0			0.97	794	53.5	0.44	3.78	0.065	14.2			0.0117	0.023	111	1.5	0.022	26.8		0.94			D
162	15.2			1.37	818	54.0	0.44	4.52	0.094	12.0			0.027	0.045	94	2.0	0.049	24.8		1.22			D
163	15.2			2.81	1032	68.5	0.56	6.47	0.192	10.6			0.126	0.144	104	3.5	0.12	26.0		2.09			D
164	14.8			4.65	1198	81.5	0.67	8.03	0.295	12.1			0.324	0.289	77	4.0	0.61	26.8		2.33			D
165	15.0			6.43	1492	102.0	0.81	9.72	0.432	12.2			0.977	0.655	67	5.0	0.69	26.2					A

* recirculating flume 61m long 1.22m deep

$$\sigma = \frac{1}{2} \left(\frac{d_{90}}{d_{10}} + \frac{d_{80}}{d_{20}} \right)$$

Flume Studies with fine and coarse sands by C. F. Nardin U. S. G. S. Open File note 76-762 1976

Run	H cm	d cm	B cm	I	Q m ³ /s	V _m m/s	F	U _t	Z _t	φ	H/d	B/H	q _s	q _{bed}	L _s	H _s	V _s	T °C	C m%	d ₅₀ Total load	σ Total load	Bed configuration	
1					1.322																		
2					1.351																		
3					0.813																		
4					1.988																		
5					2.002																		
6					1.999																		
7					2.044																		
8					1.960																		
9																							
10																							
11																							
12																							
13																							
14																							
15																							
16																							
17																							
18																							
19																							
20																							
21																							
22																							
23																							
24																							
25																							
26																							
27																							
28																							
29																							
30																							
31																							
32																							
33																							

num	H cm	d cm	B cm	I x/100	Q 2/s	V _a cm/s	F	U _{st} cm/s	T _{st}	Q	H/d	B/H	q _s cm ² /s	q _{max}	-L _s	H _s	V _s	T	C	d ₅₀ total mm	Σ total mm					Bed Configuration
11	61.2	0.184	244	1.13	1136	76.2		8.23	0.368	9.26	537		0.113	0.120				21.2		0.098	1.62					dump
12	61.5			1.18	1352	90.2		10.30	0.0576	8.76	539		0.379	0.380				25.6		0.095	1.77					"
13	63.0			2.54	1606	104.5		2.52	0.851	8.34	592		1.02	0.715				24.0		0.096	1.67					"
15	81.1			0.10	1029	51.8		2.82	0.043	18.37	71.1	3.01	0.0017	0.0053				21.2		0.096	1.50					"
16	70.9			0.29	1236	55.8		5.08	0.14	10.98	797	2.68	0.017	0.029				22.8		0.092	1.48					"
17	89.3			0.47	1533	70.4		6.41	0.23	10.98	783	2.73	0.0705	0.10				22.0		0.094	1.53					"

Table 3[illegible]

Table 4

On the Large-Scale Bar Patterns in a straight Channel by N. Tamai, T. Nagao and Mikuni
第22回水研 1978

Run	Q, l/s	I	H, cm	B, cm	U, cm/s	d ₅₀ , cm	T _x	U _p	F _r	H/d ₅₀	B/H	Bed Form	A ₃₀
1	2.21	1/102	1.99	30	4.37	0.15	0.078	8.47	0.84	13.26	15.07	A.B.	d ₅₀ - 0.15 cm
2	1.87	1/102	1.62	30	3.95	0.15	0.064	9.74	0.96	10.8	18.51	A.B.	d ₅₀ - 0.15 cm
3	2.55	1/102	2.15	30	4.54	0.15	0.085	8.71	0.86	14.03	13.45	A.B.	d ₅₀ /d ₁₆ = 1.69
4	1.77	1/102	1.58	30	3.89	0.15	0.062	9.60	0.95	10.53	18.98	A.B.	
5	2.32	1/102	2.06	30	4.45	0.15	0.081	8.44	0.84	14.73	14.56	A.B.	
6	1.97	1/102	1.91	30	4.28	0.15	0.075	8.03	0.80	12.73	15.70	A.B.	
7	2.39	1/102	1.81	30	4.17	0.15	0.071	10.56	1.05	12.06	16.57	A.B.	
8	1.84	1/102	1.46	30	3.75	0.15	0.057	11.20	1.11	9.73	20.34	A.B.	
9	1.75	1/102	1.53	30	3.83	0.15	0.060	9.95	0.99	10.2	19.60	A.B.	
10	1.72	1/102	1.64	30	3.97	0.15	0.064	8.81	0.87	10.93	18.24	A.B.	
11	0.91	1/102	0.97	30	3.05	0.15	0.038	10.25	1.01	6.47	20.92	A.B.	
12	3.40	1/102	2.33	30	4.73	0.15	0.092	10.28	1.02	15.53	12.87	A.B.	
13	1.14	1/73	1.19	30	4.00	0.15	0.065	7.98	0.93	7.93	25.21	A.B.	
14	1.45	1/73	1.43	30	4.38	0.15	0.079	7.72	0.90	9.53	26.97	A.B.	
15	0.80	1/73	0.86	30	3.40	0.15	0.047	9.12	1.07	5.73	34.88	A.B.	
16	1.41	1/73	1.32	30	4.21	0.15	0.073	8.46	0.99	8.8	22.72	A.B.	
17	1.96	1/73	1.71	30	4.79	0.15	0.094	7.98	0.93	11.4	17.34	A.B.	
18	2.62	1/73	1.91	30	5.06	0.15	0.105	9.04	1.06	12.73	15.70	A.B.	
19	2.97	1/73	2.03	30	5.22	0.15	0.112	9.34	1.09	13.53	14.71	A.B.	
20	3.41	1/73	2.28	30	5.65	0.15	0.131	8.15	0.99	15.26	12.60	A.B.	
21	1.73	1/73	1.68	30	4.75	0.15	0.092	7.23	1.08	11.2	17.85	A.B.	
22	3.44	1/51	2.00	30	6.20	0.15	0.158	9.25	1.30	12.23	15	A.B.	
23	2.99	1/51	1.77	30	5.83	0.15	0.140	9.66	1.25	11.8	16.94	A.B.	
24	2.62	1/51	1.98	30	6.17	0.15	0.156	7.15	1.00	13.2	15.15	A.B.	
25	2.17	1/51	1.67	30	5.66	0.15	0.132	7.65	1.07	11.13	17.96	A.B.	
26	1.75	1/51	1.27	30	4.94	0.15	0.100	9.28	1.30	8.47	22.62	A.B.	
27	1.48	1/51	1.34	30	5.07	0.15	0.106	7.26	1.02	8.93	22.38	A.B.	
28	0.90	1/51	0.84	30	4.02	0.15	0.066	2.88	1.24	5.6	35.71	A.B.	
29	1.38	1/51	0.52	30	3.16	0.15	0.041	7.02	0.98	3.47	57.69	A.B. & B.	
30	1.28	1/102	1.25	30	3.47	0.15	0.049	9.34	0.97	8.23	24	A.B.	
31	2.94	1/102	2.24	30	4.64	0.15	0.088	9.12	0.93	14.93	12.39	A.B.	
32	3.70	1/102	2.66	30	5.06	0.15	0.105	9.16	0.91	17.7	11.27	A.B.	

A.B: Alternate Bar
D.B: 碇列 Bar
B: 碇状
D: Dune
F: Transition

Run	Q cfs	I	H _{cm}	B _{cm}	U _x cfs	d ₁₀ cm	T*	CP	Fr	H/d ₁₀	B/H	Bed Form		
708	4.40	0.0167	1.38	100	4.75	0.076	21.84	6.71	0.87	18.16	72.46	A.B.	B.77	
710	1.24	0.0168	0.51	100	2.90	0.076	0.068	8.38	1.09	6.71	196.08	B	d ₁₀ = 0.076 cm	
711 ?	3.00	0.0170	0.16	100	1.63	0.076	0.032	115.03	15.00	2.11	625	D.B.	d ₁₀ /d ₁₆ = 1.46	
712	7.20	0.0052	2.54	100	3.60	0.076	0.105	7.87	0.57	33.42	39.37	A.B.		
713	6.20	0.0050	2.39	100	3.42	0.076	0.095	7.59	0.54	31.45	41.84	A.B.		
714	8.50	0.0054	2.51	100	3.64	0.076	0.108	9.30	0.68	33.03	39.84	A.B.		
715	4.40	0.0055	1.57	100	2.91	0.076	0.069	9.63	0.71	20.66	27.89	A.B.		
716	2.20	0.0055	1.38	100	2.73	0.076	0.061	5.84	0.43	18.16	72.46	D.B.		
718	3.00	0.0055	1.24	100	2.59	0.076	0.054	9.34	0.69	16.32	80.65	D.B.		
719	3.50	0.0055	1.20	100	2.54	0.076	0.053	11.48	0.85	15.79	83.33	D.B.		
720	4.10	0.0054	1.47	100	2.79	0.076	0.063	12.00	0.73	19.34	58.02	D.B.		
722	1.30	0.0179	0.31	100	2.33	0.076	0.044	18.00	2.41	4.08	322.58	B		
723	2.70	0.0174	0.97	100	4.07	0.076	0.134	6.84	0.90	12.76	123.09	D.B.		
724	2.30	0.0164	0.62	100	3.16	0.076	0.081	11.74	1.50	8.16	161.29	D.B.		
725	1.50	0.0160	0.43	100	2.60	0.076	0.055	12.42	1.70	5.66	232.56	B		
726	1.05	0.0166	0.37	100	2.45	0.076	0.049	11.58	1.49	4.87	270.27	B		
727	3.00	0.0170	0.82	100	3.70	0.076	0.111	9.89	1.29	10.79	121.95	D.B.		
728	4.00	0.0169	1.03	100	4.13	0.076	0.139	9.40	1.22	13.55	97.09	D.B.		
729	4.80	0.0171	1.09	100	4.27	0.076	0.149	10.31	1.35	14.34	91.74	D.B.		
730	8.00	0.0162	1.73	100	5.24	0.076	0.223	8.82	1.12	22.76	57.80	A.B.		
731	6.40	0.0170	1.61	100	5.18	0.076	0.218	7.67	1.00	21.18	67.11	D.B.		
732	1.30	0.0199	0.39	100	2.76	0.076	0.061	12.08	1.70	5.13	256.41	B		
733	3.40	0.0193	0.89	100	4.10	0.076	0.137	9.22	1.29	11.71	112.36	D.B.		
734	7.20	0.0197	1.15	100	4.71	0.076	0.180	12.29	1.87	15.13	86.96	A.B.		
735	2.40	0.0196	0.77	100	3.85	0.076	0.120	8.10	1.13	12.13	129.87	D.B.		
736	1.00	0.0199	0.33	100	2.54	0.076	0.052	11.93	1.30	4.34	303.03	B		
739	1.96	0.0119	0.87	100	3.19	0.076	0.082	7.06	0.77	11.65	114.94	D.B.		
740	2.90	0.0116	1.26	100	3.78	0.076	0.117	6.09	0.66	16.58	79.37	D.B.		
741	1.05	0.0117	0.77	100	2.97	0.076	0.072	4.59	0.50	12.13	129.87	D.B.		
742	5.00	0.0113	1.58	100	4.18	0.076	0.142	7.57	0.80	22.79	62.29	D.B.		

Run	δ ft	I	H _{cm}	B _{cm}	U_{xcm}	d_{6cm}	T^*	ϕ	Fr	H/ d_{6cm}	δ/H	Bed Form		
123	3.42	$1/133$	2.22	4.0	4.04	0.15	8.068	9.53	0.83	14.78	12.501	A.B.	CRT	
124	3.73	$1/133$	2.35	4.0	4.16		8.071	9.54	0.83	15.63	17.02	A.B.	$d_{6cm} = 2.15cm$	
125	3.89	$1/133$	2.36	4.0	4.17		8.071	9.88	0.86	15.71	16.95	A.B.	$d_{6cm}/H = 3.45$	
126	4.24	$1/133$	2.49	4.0	4.28		8.075	9.95	0.86	16.58	16.04	A.B.		
128	2.46	$1/111$	1.60	4.0	3.76		8.058	10.22	0.87	10.65	25	A.B.		
129	2.45	$1/111$	1.69	4.0	3.86		8.062	9.39	0.89	11.25	23.67	A.B.		
130	2.80	$1/111$	1.91	4.0	4.11		8.069	8.92	0.85	12.72	20.94	A.B.		
131	3.16	$1/111$	1.84	4.0	4.03		8.068	10.65	1.01	12.24	21.74	A.B.		
134	3.90	$1/111$	2.20	4.0	4.41		8.079	10.05	0.95	14.65	18.18	A.B.		
135	4.21	$1/111$	2.33	4.0	4.54		8.085	9.95	0.94	15.50	17.17	A.B.		
137	1.98	$1/100$	1.51	4.0	3.85		8.062	8.51	0.85	10.06	26.49	A.B.		
138	2.36	$1/100$	1.78	4.0	4.18		8.071	7.93	0.79	11.85	22.47	A.B.		
140	3.19	$1/100$	1.98	4.0	4.40		8.079	9.15	0.91	13.18	20.20	A.B.		
141	3.33	$1/100$	1.93	4.0	4.35		8.077	9.92	0.99	12.85	20.73	A.B.		
142	3.22	$1/100$	2.27	4.0	4.71		8.091	8.70	0.87	15.11	17.62	A.B.		
143	3.81	$1/100$	2.22	4.0	4.66		8.089	9.21	0.92	14.78	18.02	A.B.		
144	4.09	$1/100$	2.32	4.0	4.77		8.093	9.24	0.92	15.44	17.24	A.B.		
145	1.95	$1/80$	1.20	4.0	3.83		8.060	10.61	1.19	7.99	23.23	A.B.		
146	1.36	$1/80$	1.90	4.0	3.32		8.046	11.38	1.27	5.98	44.44	A.B.		
147	0.95	$1/80$	0.81	4.0	3.15		8.071	9.31	1.04	5.38	49.38	A.B.		
148	1.94	$1/80$	1.40	4.0	4.14		8.071	8.37	0.94	9.32	28.57	A.B.		
149	2.32	$1/80$	1.40	4.0	4.14		8.071	10.00	1.12	9.32	28.57	A.B.		
150	2.36	$1/80$	1.30	4.0	3.99		8.066	11.37	1.27	8.65	30.77	A.B.		
151	2.81	$1/80$	1.67	4.0	4.52		8.085	9.31	1.04	11.12	23.95	A.B.		
152	3.09	$1/80$	1.83	4.0	4.73		8.093	8.92	1.00	12.18	21.56	A.B.		
153	3.41	$1/80$	1.82	4.0	4.72		8.093	9.42	1.11	12.12	21.98	A.B.		
154	3.58	$1/80$	1.94	4.0	4.87		8.098	9.47	1.06	12.91	20.62	A.B.		
155	3.92	$1/80$	2.02	4.0	4.97		8.102	9.76	1.09	13.45	19.80	A.B.		
156	4.23	$1/80$	2.24	4.0	5.23		8.114	9.03	1.01	14.90	17.86	A.B.		
157	1.98	$1/67$	1.05	4.0	3.92		8.064	13.26	1.62	6.99	38.10	A.B.		
158	2.05	$1/67$	1.30	4.0	4.36		8.079	13.45	1.64	8.65	30.77	A.B.		
159	3.08	$1/67$	1.66	4.0	4.93		8.100	9.41	1.15	11.04	24.10	A.B.		
160	3.39	$1/67$	1.88	4.0	5.24		8.114	8.80	1.05	12.51	21.78	A.B.		
161	3.60	$1/67$	1.64	4.0	4.90		8.098	11.20	1.37	10.92	24.39	A.B.		

Run	α 2/5	I	$\bar{H}$ cm	B cm	$U_{x\text{cm}}$	$d_{10\text{cm}}$	τ_x	ϕ	Fr	H/d_{10}	B/H	Bed Form			
162	3.83	1/67	1.49	40	4.67	0.15	0.089	13.76	1.68	9.92	26.85	A.B.			
163	1.12	1/57	0.80	40	3.71		0.056	9.43	1.25	5.33	50	B.			
164	1.41	1/57	0.80	40	3.71		0.056	11.88	1.57	5.33	50	B.			
165	1.88	1/57	1.17	40	4.49		0.079	8.95	1.19	7.78	34.19	B.			
166	2.39	1/57	1.21	40	4.56		0.085	10.83	1.43	8.05	33.06	A.B.			
167	2.45	1/57	1.38	40	4.87		0.098	9.11	1.21	9.19	28.99	A.B.			
168	3.20	1/57	1.74	40	5.47		0.134	8.41	1.11	11.58	22.99	A.B.			
169	2.75	1/57	1.40	40	4.91		0.098	10.00	1.32	9.32	28.57	A.B.			
170	3.42	1/57	2.10	40	6.00		0.149	6.79	0.90	13.97	19.05	A.B.			
171	3.66	1/57	1.77	40	5.52		0.125	9.37	1.24	11.77	22.60	A.B.			
172	4.00	1/57	1.89	40	5.70		0.133	9.28	1.23	12.58	21.16	A.B.			
173	0.73	1/50	0.53	40	3.22		0.042	10.69	1.51	3.53	75.47	B.			
174	1.05	1/50	0.80	40	3.96		0.064	8.29	1.17	5.33	50	B.			
175	1.50	1/50	0.82	40	4.01		0.066	11.40	1.61	5.46	48.78	A.			
176	1.89	1/50	0.98	40	4.38		0.079	11.00	1.56	6.52	40.80	B.			
177	2.36	1/50	1.35	40	5.14		0.108	8.50	1.20	8.99	29.63	A.B.			
178	2.72	1/50	1.36	40	5.16		0.110	9.69	1.37	9.05	29.41	A.B.			
179	3.15	1/50	1.47	40	5.37		0.118	9.98	1.41	9.79	27.21	A.B.			
180	3.40	1/50	1.55	40	5.51		0.125	9.95	1.41	10.31	25.81	A.B.			
181	3.73	1/50	1.61	40	5.62		0.129	10.31	1.46	10.71	24.84	A.B.			
182	0.80	1/50	0.71	40	3.73		0.058	7.55	1.07	4.73	56.34	A.B. & B.			
183	3.96	1/50	1.82	40	5.97		0.147	9.11	1.29	12.12	21.98	A.B.			
184	4.21	1/50	1.77	40	5.89		0.143	10.10	1.43	11.77	22.60	A.B.			
185	1.32	1/50	0.80	40	3.96		0.064	10.42	1.47	5.33	50	A.B. & B.			
188	21.50	1/1000	8.99	40	2.97		0.037	20.13	0.64	59.83	4.45	D.			
189	26.50	1/1000	10.54	40	3.21		0.042	19.58	0.62	70.14	3.80	D.			
190	30.60	1/1000	11.93	40	3.42		0.048	18.75	0.59	79.40	3.35	D.			
191	60.10	1/1000	13.20	40	3.61		0.054	31.29	0.99	88.51	3.01	D.			
193	16.20	1/500	7.84	40	3.87		0.062	13.70	0.61	50.84	5.24	D.			
194	38.40	1/500	14.07	40	5.25		0.114	13.00	0.58	93.64	2.84	D.			
195	49.20	1/500	14.12	40	5.26		0.114	16.56	0.74	93.97	2.83	D.			
197	18.70	1/400	8.33	40	4.52		0.085	12.42	0.62	55.43	4.80	D.			
198	49.40	1/400	13.16	40	5.68		0.133	16.52	0.83	87.58	3.04	D.			
199	13.40	1/200	6.02	40	5.43		0.122	10.25	0.72	40.07	6.64	D.			

2 編 混合砂の移動特性に関する研究ノート

〔1〕 混合砂の移動限界

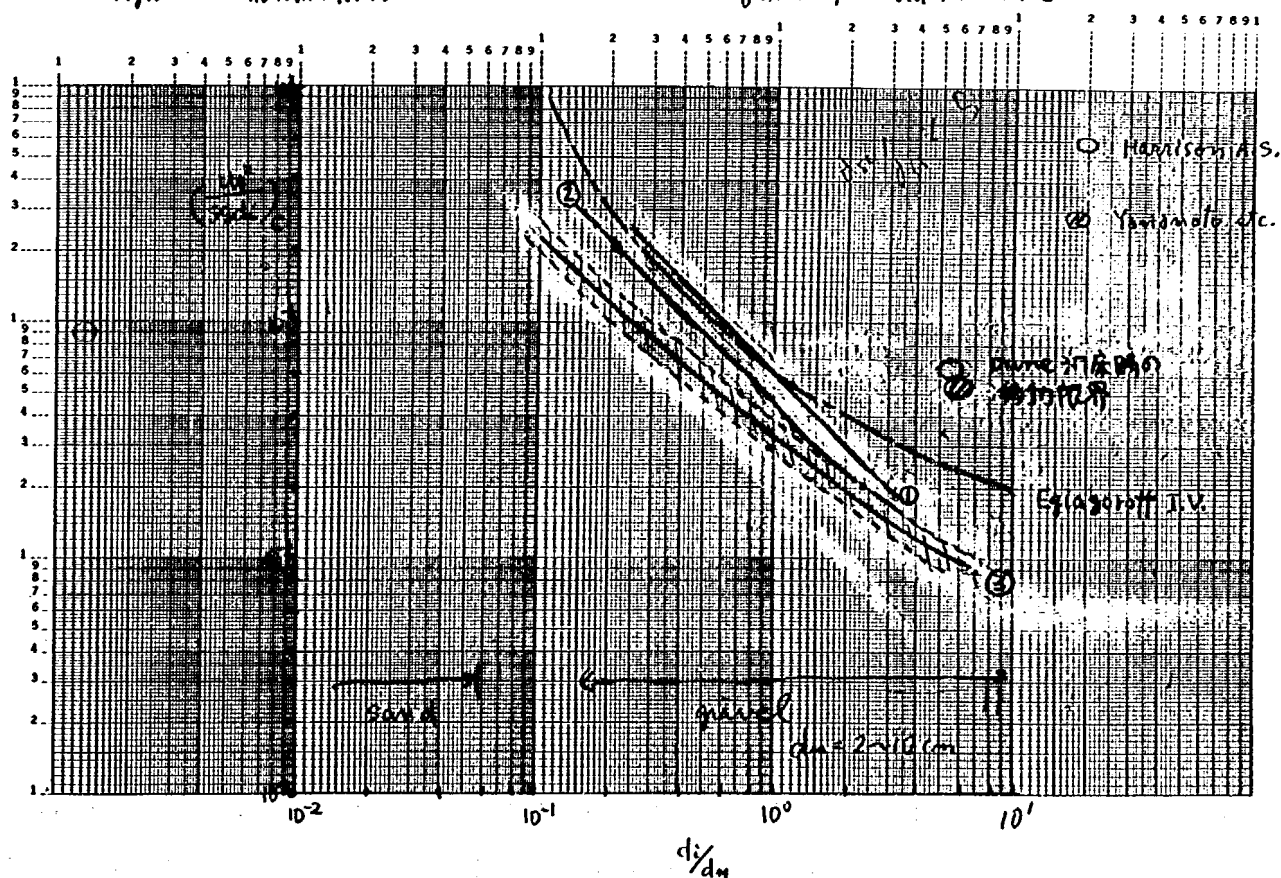
混合砂の移動限界については、Egiazaroff の理論的検討以来、日本においても浅田²⁾、平野³⁾、芦田・道上⁴⁾、水山⁵⁾、深見・葛西⁶⁾等によって検討されてきた。しかしながら、深見・葛西の検討以外は河床材料の粒度分布形が移動限界におよぼす影響について考察が無いこと、また理論的検討も、各研究者の実験条件範囲において適合性を検証していることを考えると、それらの結果が実際の応用に使用しえるかとなると疑問とせざるを得ない。河川工学という視点からは、むしろ理論的検討を詰めるよりも、多くの実験結果より、その実験条件の位置づけを行いながら移動限界を把握した方が良いように思える。

ここでは河床材料の混合度を d_{84}/d_{16} で表わし、 d_{84}/d_{16} が変わると移動限界がどう変わるか述べてみよう。

i) d_{84}/d_{16} が4以下の場合の限界掃流力

移動限界時には、筆者等が行った多くの模型実験、基礎実験⁷⁾ から判断すると、主モード (A 集団) の河床材料は同時に停止し、また同時に動き出すと考えて良いようである。従って粒径別の限界掃流力は、平均粒径に相当する均一砂の無次元掃流力が 0.06 の場合、Fig. 1 の①の線で表現しえると考えられる、ただし d_i/d_m が 0.3 より小さい粒径 (B 集団)、また 3 より大きい粒径

Figure 1. Nondimensional Critical Tractive Force of Nonuniform Bed Materials



(C 集団) は、その流砂量が少ないこともあって実験資料より結論することができない。

ii) アーマコート形成前の河床材料の d_{84} / d_{10} が 4~8 であった場合で、河床低下時 flat bed の限界掃流力

平野³⁾ は平均粒径 1~1.3 mm, $d_{84} / d_{10} = 5 \sim 7$ の河床材料を使い、混合砂の流砂量、河床変動形態について検討を行っている。この実験の流砂量の資料より粒径別の限界掃流力 (粒径別無次元流砂量が 10^{-3} 程度の掃流力) を求めてみると Fig. 1 中の②曲線で示したごとくなる。

なお曲線②は文献 4. の Fig. 3 より求めた。曲線②は平野が示した粒径別限界掃流力 (文献 3. 図 4) とは異なっている。この原因は、平野が限界掃流力を

$qs / u_* d_i \div \tau_{*i} = 0.2$ に相当とする τ_{*i} をその粒径の限界掃流力としたためで、 d_i / d_m が小さい場合には筆者の方法に比較して τ_{*ic} が大きめ、 d_i / d_m が大きい場合に τ_{*ic} が小さめに表現されるためである。

iii) アーマコート形成前の d_{84} / d_{10} が 12~25 であった場合で、河床低下時 flat bed の限界掃流力

深見、葛西⁶⁾ は、初期河床材料として $d_m = 3.3 \sim 4.5$ mm $d_{84} / d_{10} = 12 \sim 25$ の河床材料を使い混合砂の流砂量について検討を行っている。土砂の移動しなくなる状態は、アーマリングが進んだ状態であり、この状態では $d_{84} / d_{10} = 8 \sim 15$, $d_m = 5 \sim 7$ mm, $H / d_m = 10 \sim 20$ 程度の flat bed である。

Fig. 1 中の曲線③は、筆者がかなりばらつきのある資料より、粒径別無次元流砂量が 10^{-3} 程度の掃流力を筆者の判断によって求め描いたものである。なお d_i / d_m が 0.1 より小さい場合、7 より大きい場合は資料が無いので移動限界掃流力を示すことができない。

iv) A 集団が dune あるいは ripple で動く時の C 集団の移動限界

次に河床の主モード A 集団が dune 形態で動く時、Channel lag deposit である C 集団は、どのくらいの掃流力で動かなくなるかを実験資料より示してみよう。

○Harrison A. S. の実験⁸⁾

Harrison A. S. は、幅 30.5 cm の水路において、三種類の混合砂を使い混合砂の移動特性について論じている。実験は河床材料を水路に敷きならしたあと通水し、水路端で流砂を測定し、その流砂を上流端のホッパーから給砂することを繰り返し、給砂と水路端の流砂の粒度分布が同一となり、また流砂量も時間的に変動しなくなった時を平衡状態とみなし、その時の河床砂の粒度分布、水理条件を調べている。その後、上流からの給砂を止め、河床を degradate させ、アーマコートの特性を調べている。

Fig. 2, 3, 4, に流砂、河床砂の粒度分布、表 1 にその時の水理条件を示した。なお水路幅が 30.5 cm であり、水深が 22~26 cm であるので側壁の影響がある。Harrison は Einstein の方法で側壁効果を評価しているが、G. P. Williams⁹⁾ の報告にあるごとく、流速、粒径が同じであれば、水路幅が異なっても単位幅流砂量がほぼ同一になるという実験結果より、波床の状態よ

Figure 2. Experiment A

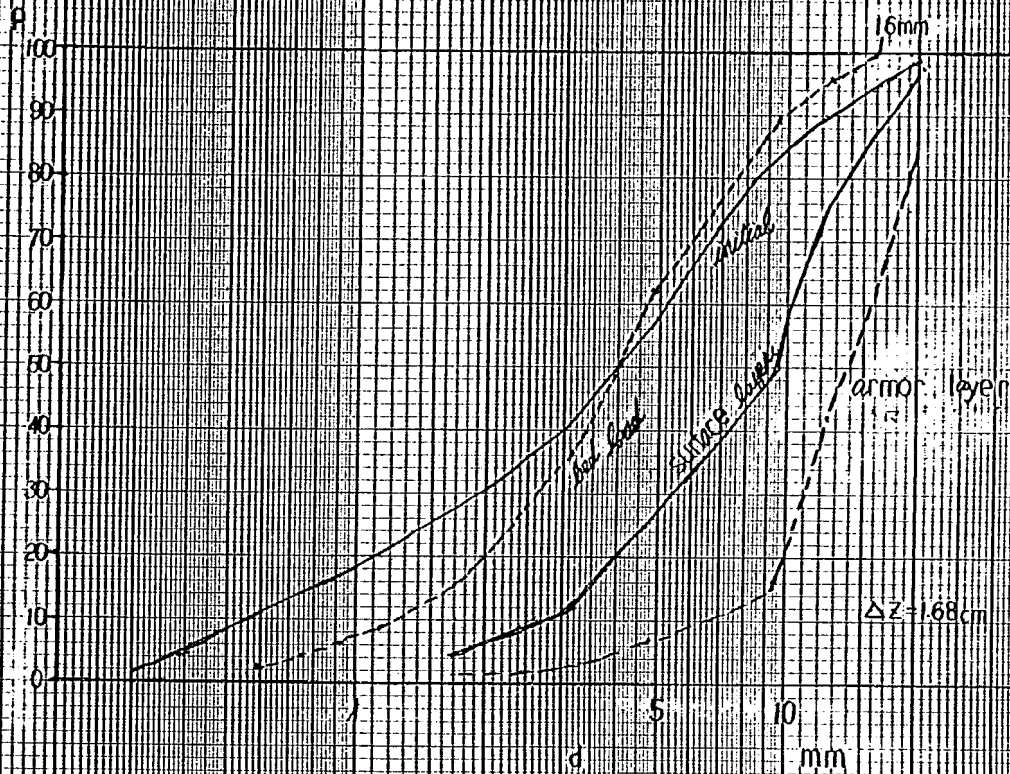
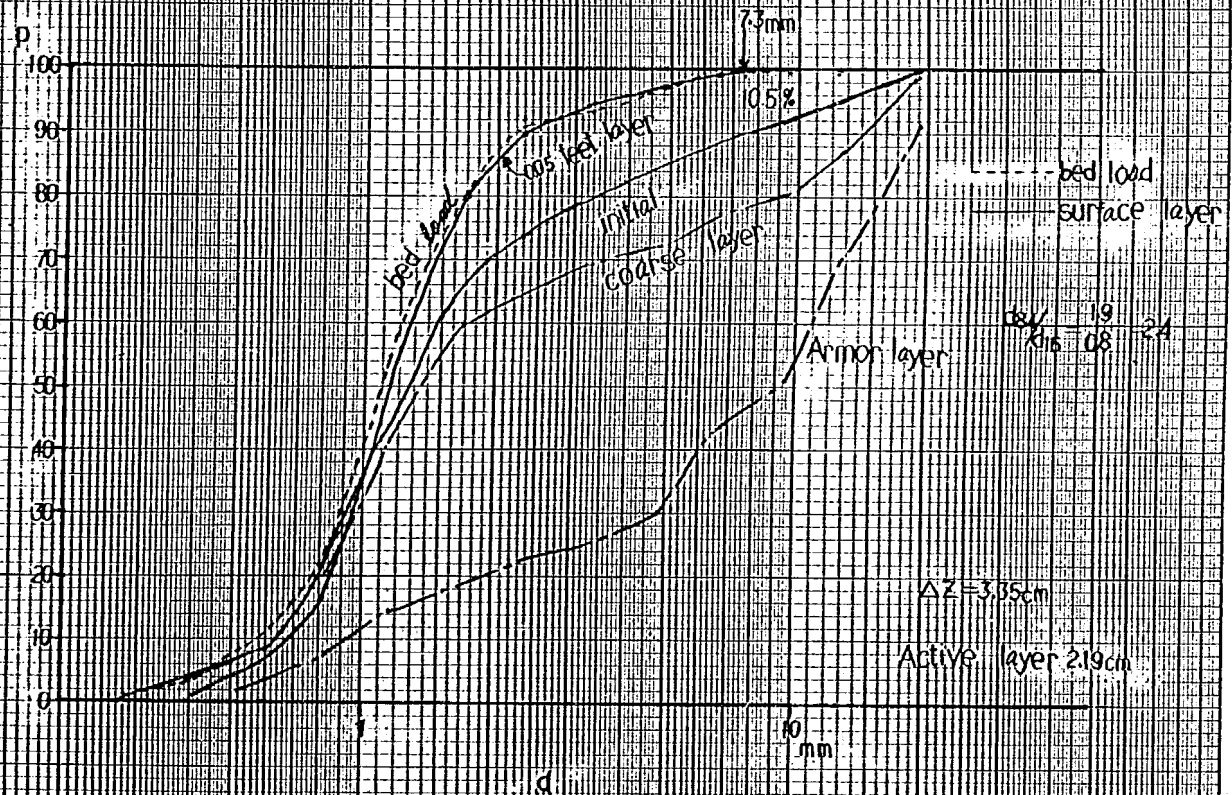
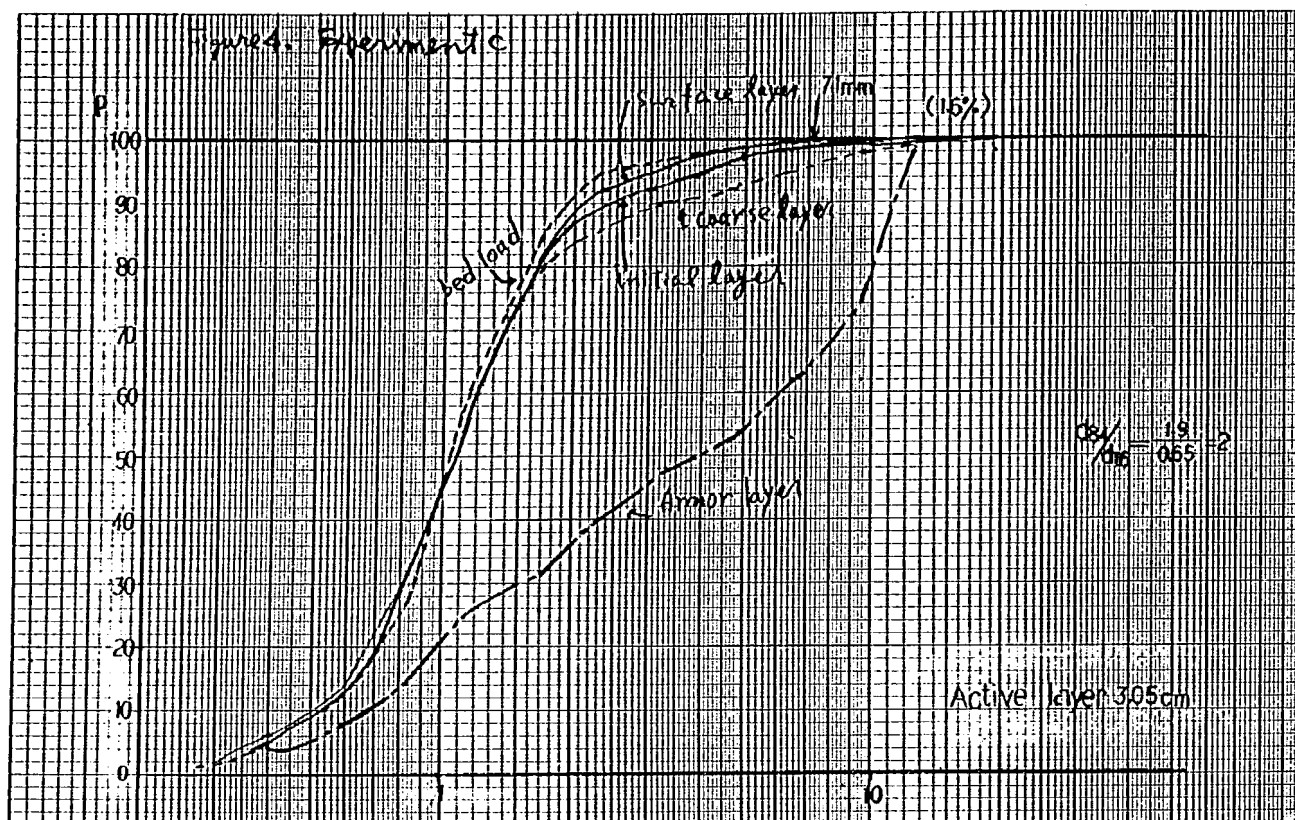


Figure 3. Experiment B





り、筆者が側壁の無い場合の ϕ を推定し、平均流速を筆者の推定した ϕ で割ることによって u_* を評価した。(つまり同一単位幅流砂量が同じであるということは、河床材料を動かす有効掃流力が同一であると仮定した。)

実験 A の場合、平衡状態の河床材料の平均粒径は 0.92 cm であるが、流砂は $4 \sim 5 \text{ mm}$ であり、また河床は flat bed である。粗粒の河床材料の上をそれより小さい粒径の材料が移動している。この状態は、上述した深見、葛西の実験条件に近い。移動限界粒径は 16 mm ($d_i / d_m = 1.7$ のこの粒径に対する無次元掃流力は 0.025 位である。ほぼ深見、葛西の実験から求めた移動限界と同一である。

実験 B と C は、初期河床材量成分の内 2 mm 以下のものが多く、河床には dune が発生している。平衡状態に向うにつれて、大粒径のものは dune の谷以下の河床高の所に集積し、Coarse layer を作り、表層は、大粒径を分級した後の小粒径のものでおおわれ、表層の河床材料の粒度分布と、流砂の粒度分布がほぼ同一になる。流砂の最大粒径に対する d_i / d_m は $5 \sim 6$ であり τ_{*ic} は $0.06 \sim 0.07$ である。なおこの時の河床材料の d_{84} / d_{10} は $2.4 \sim 3$ である。河床材料の d_{84} / d_{10} が $2 \sim 4$ で dune が十分に発達した河床の場合は、 τ_{*i} が $0.06 \sim 0.07$ 以上の河床材料は動けなくなってしまうものと考えられる。また河床材料の d_{84} / d_{10} が 4 以下の場合は平均粒径を使って全流砂量を評価して良いと述べたが、この実験でもそのことは言え、B 実験の場合、 $\tau_{*m} = 0.34$ 、 $H / d_m = 161$ 、で $q_s / u_* d_m = 0.54$ 、C 実験の場合 $\tau_{*} = 0.42$ 、 $H / d_m = 182$ で

Table 1. Harrison A. S.

Report on Special Investigation of Bed Sediment Segregation in a Degrading Bed

Univ. of California, Series No 33 Issue No 1 1950

$$\rho_s = 2.68$$

$\frac{N}{\text{cm}}$	Q ℓ/s	H cm	I_e	d_m cm	d_s/d_{10}	q_s cm^2/s	B cm	V_m cm/s	Esti- mated ϕ_b	ϕ_b by Ein- stein	H_s cm	L_s cm	u_* cm/s	τ_{*m}	q_s/u_*d_m	H/d_m	Δz cm	Active layer cm	bed Configu- ration
Aeq	77.02	26.3	0.00348	0.92	$\frac{15}{35}=4.3$	0.15	30.5	96.0	12				8.0	0.043	0.020	29			flat
Beq	59.4	22.6	0.00393	0.14		0.66	30.5	87.2	10			120	8.72	0.34	0.54	161		2.19	dune
Ceq	59.4	22.6	0.00412	0.124		0.75	30.5	87.2	9.5				9.17	0.42	0.65	182		3.05	dune
Ade	77.0	26.3	0.00364				30.5	96.0	11				8.73				1.68		flat
Bde	59.4	22.6	0.00356				30.5	87.2	12				7.27				3.35		flat
Cde	59.4	22.6	0.00310				30.5	87.2	13				6.71						flat

$q_s/u_*d_m = 0.65$ であり、1 編 Fig. 19 の評価曲線とはほぼ一致している。

○ 山本, 深見, 葛西の実験

1976 年 1 月～3 月, 筆者等は, 河床波発生時の混合砂の流砂量を把握するために旧土木研究所赤羽支所において, Fig. 5 に示す木製の水路を作り実験を行った。実験そのものは, 我々の意図した結果を得ることができなかったが, 混合砂の分級現象に二, 三の知見を得ることができた。4 ケース実験を行ったが, ここでは代表例としてケース 4 を報告する。

水路は幅 60 cm, 長さ 13.87 m で, 下流部には沈砂池をもうけ, 流下してきた土砂をそこにため, 適当な時間ごとにそこにたまった土砂を全量測定した。なお沈砂池下流端にはゲートがあり, 水位をコントロールすることができる。通水前に勾配 $i_b = 1/1000$ に Fig. 7 に示す粒度分布の河床材料に敷きならした。通水流量は 200 l/s であり, 水深は下流部で 40 cm になるように調節した。また水路上流端において毎分 5.2 Kg (2000 cm³/min.) づつ河床材料と同一の粒度分布を持つ土砂を投入した。

Fig. 6 に本実験時の河床高の変化図, Fig. 7 に流砂の粒度分布図, Fig. 8 に通水後河床表面砂粒度分布図, Fig. 9 に土砂止め工より一番近い河床波の先端の粒度分布図 (河床波先端中央部分を幅 20 cm, 水路方向 5 cm, 厚さは河床波の厚さを採取し, その粒度分布を測定した。)を示す。

通水後 89 分までは, 砂止め工より 4 m の区間には, dune が発生していたが, それ以後は河床砂の粒径が小さくなったためか波長 70 cm 程度の ripple になったようである。最終状態の河床材料の粒度分布を見ると粒径 0.3～1.3 mm の砂が 60% 以上占めている所で河床波が発生している。また最終時の流砂量は 0.252 cm³/s であり, 河床の ϕ を 11 と仮定して V_m/ϕ より u_* を求めると $u_* = 7.5$ cm/s である。今 A 集団 ($d_{mA} = 0.07$ cm 程度) の無次元掃流力, 流砂量を求めると $q_s/u_*d_{mA} = 0.48$, $\tau_{*mA} = 0.5$, $H/d_{mA} = 500$ となり, ほぼ均一砂の流砂量に等しい。A 集団が河床の 70% 以上を占め, その d_{s4}/d_{s0} が 5 以下であれば, A 集団の平均粒径をもちいて A 集団の流砂量を求めて良いと思われる。ただし C 集団が多い場合には, 均一砂より求めた流砂量 q_s に C 集団の河床に占める割合 i_c を使って $q_s(1-i_c)$ として流砂量を評価した方が良いだろう。

流砂の最大粒径に対する d_i/d_m は 5～6 であり, τ_{*ic} は 0.05 程度である。

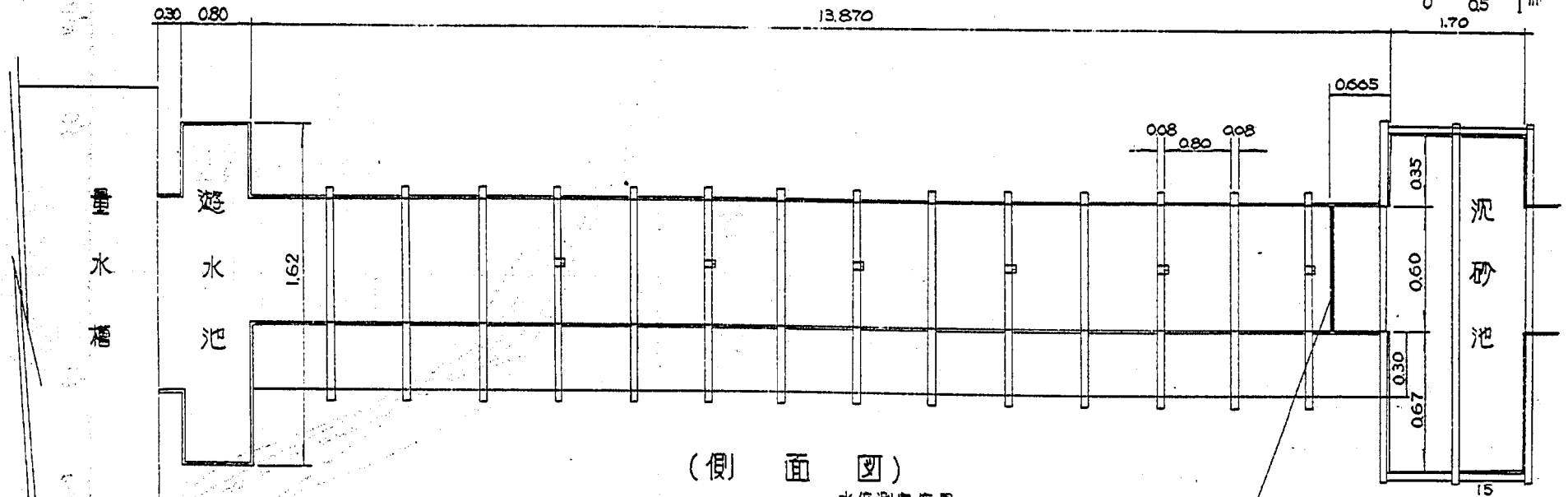
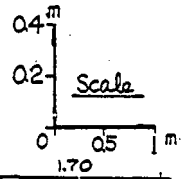
なお投入された砂の内 0.2 mm 以下の砂はほとんど水路末端のゲートから出てしまった。投入された 0.2 mm 以下の砂の量は 0.088 cm³/s であり, $d_i = 0.015$ cm として τ_{*i} を求めると 2.3, $H/d_i = 2670$, $q_s/u_*d_i \cdot \frac{i_s}{i_b} = 78$ (粒径 0.2 mm 以下の砂の河床に占める割合を 1% とした。)となる。この流砂量は $d_i = 0.015$ cm を均一砂に持つ場合の無次元流砂量とほぼ等しい。

〔2〕 実河川における土砂動態に関する二, 三の検討

1) ダム下流の河床や, 下刻傾向にある河川は, 河床表層にアーマコートを形成し, 平均年最大流量時ぐらいの流量では, 河床材料はほとんど動かない。しかしながら大出水時には, アーマコー

Fig.5 実験水路概要図

(平面図)



(側面図)

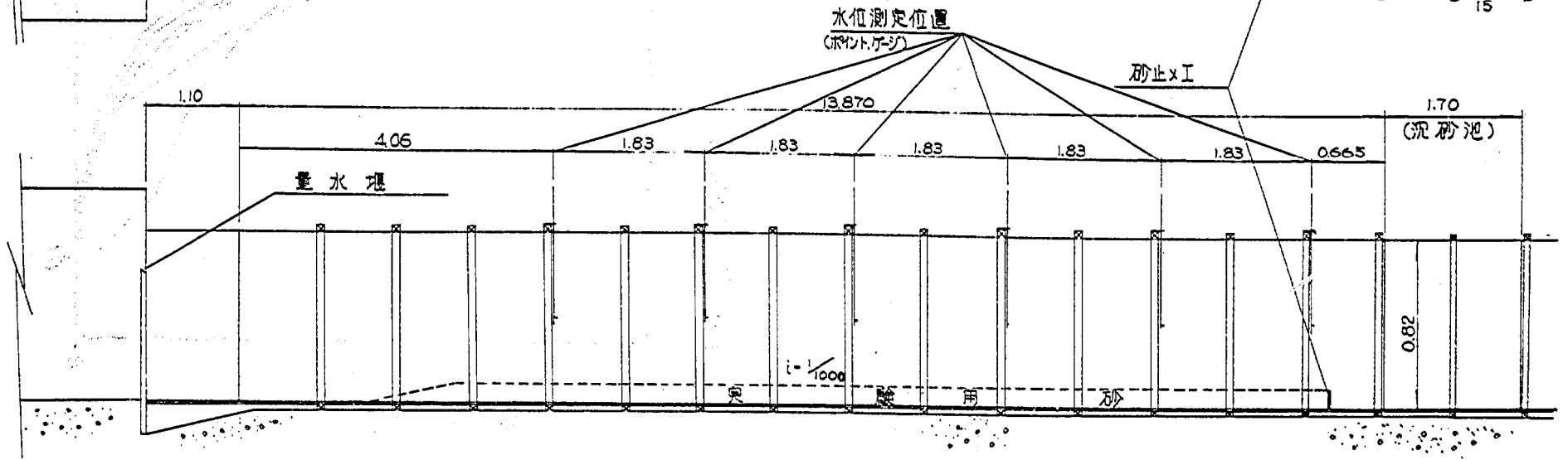
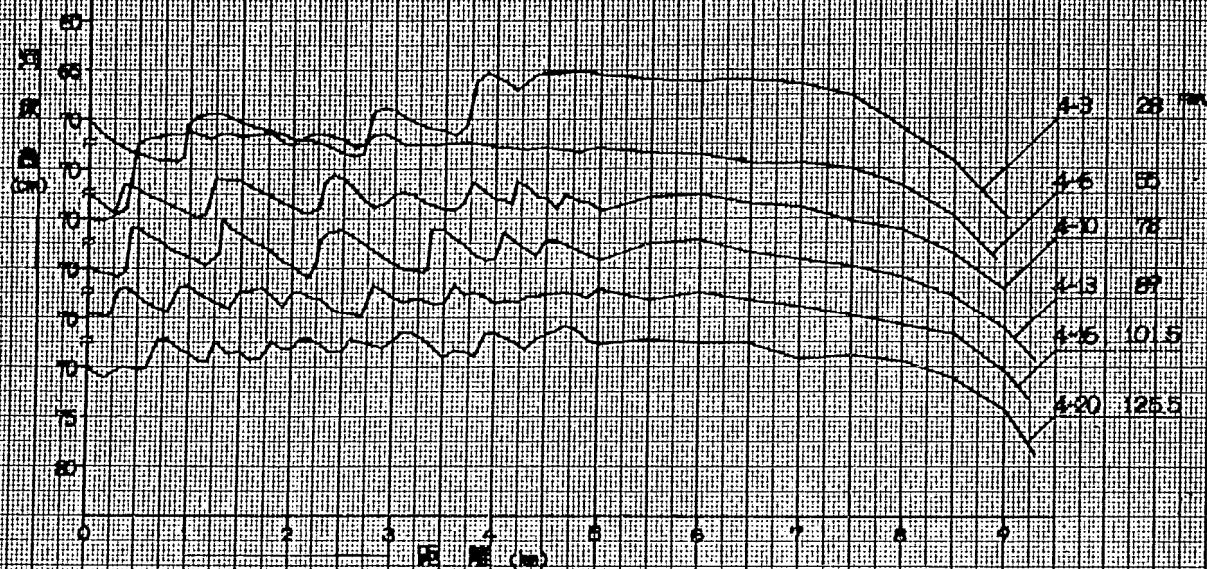


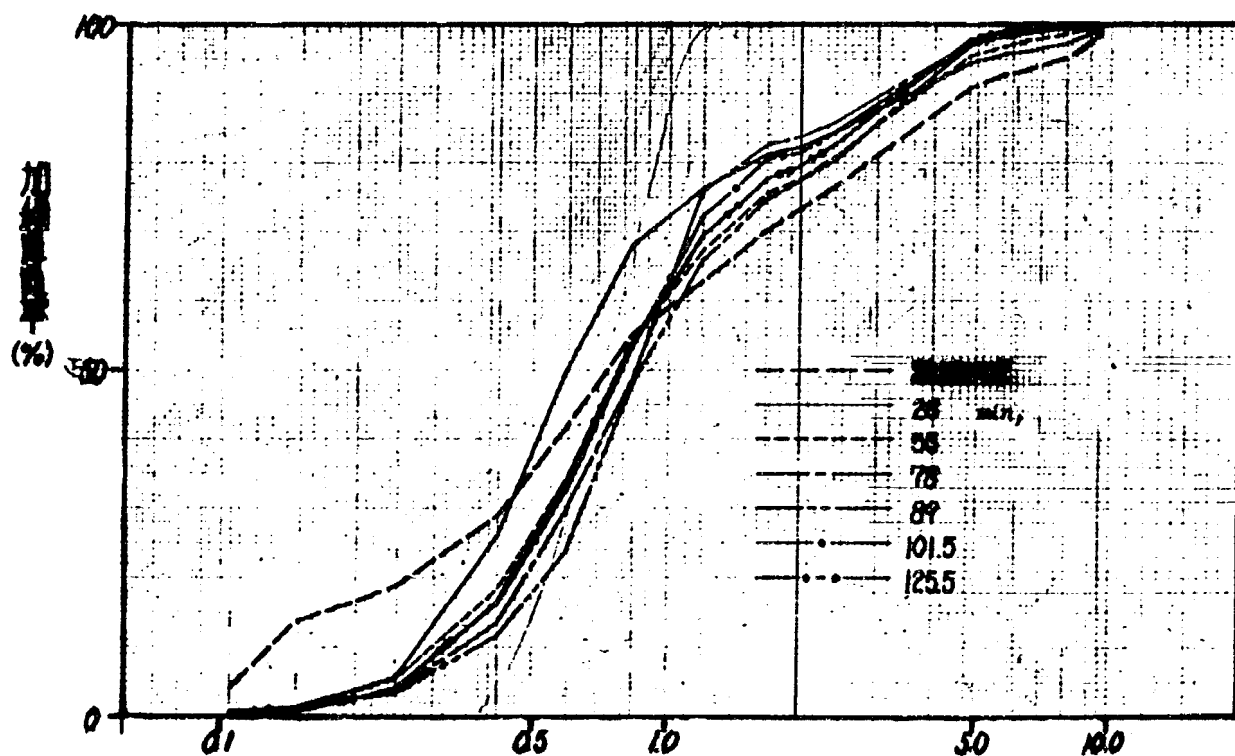
Fig. 6 RUM-4 河床断面图
 $Q=200\text{m}^3/\text{s}$ $H_m=40\text{m}$ $V_m=83\text{cm/s}$
 $B=60\text{cm}$ $U_k=7\text{cm/s}$ ($Q=116\text{m}^3/\text{s}$)

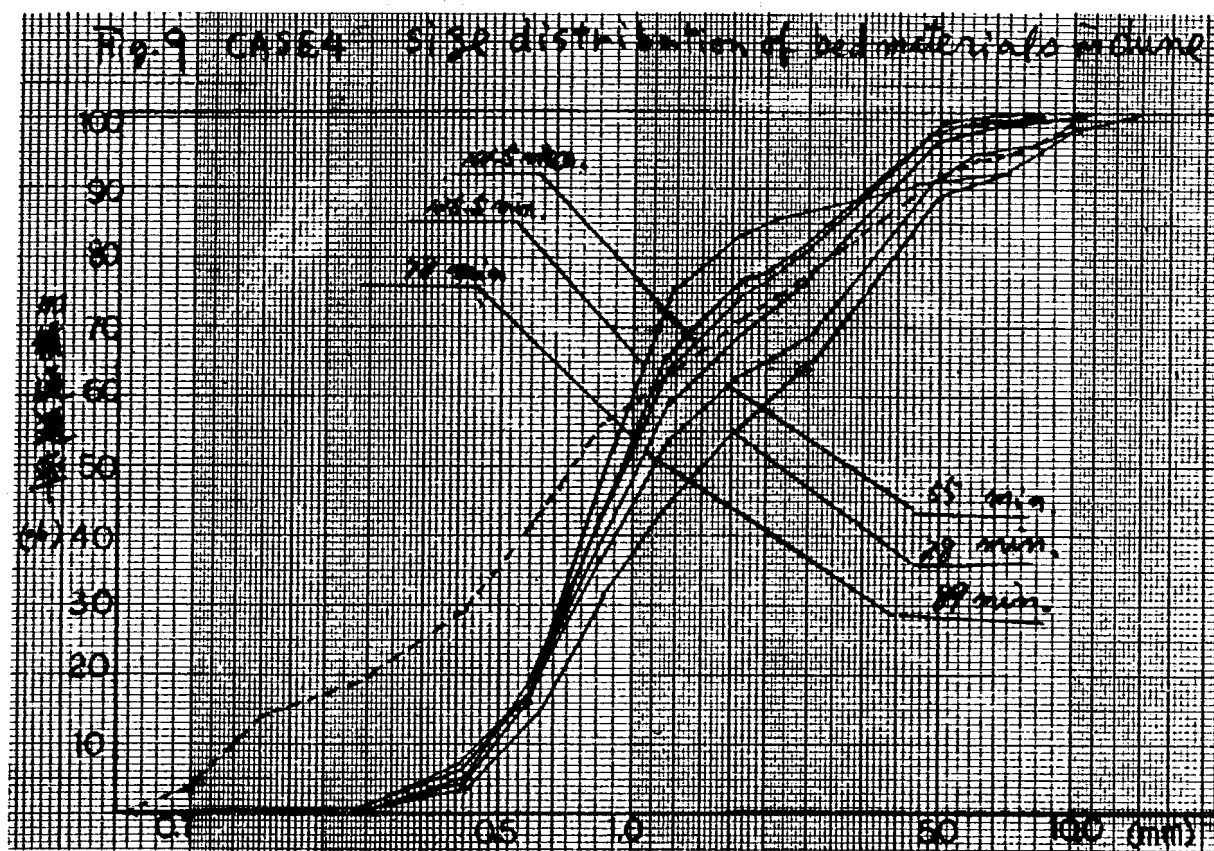
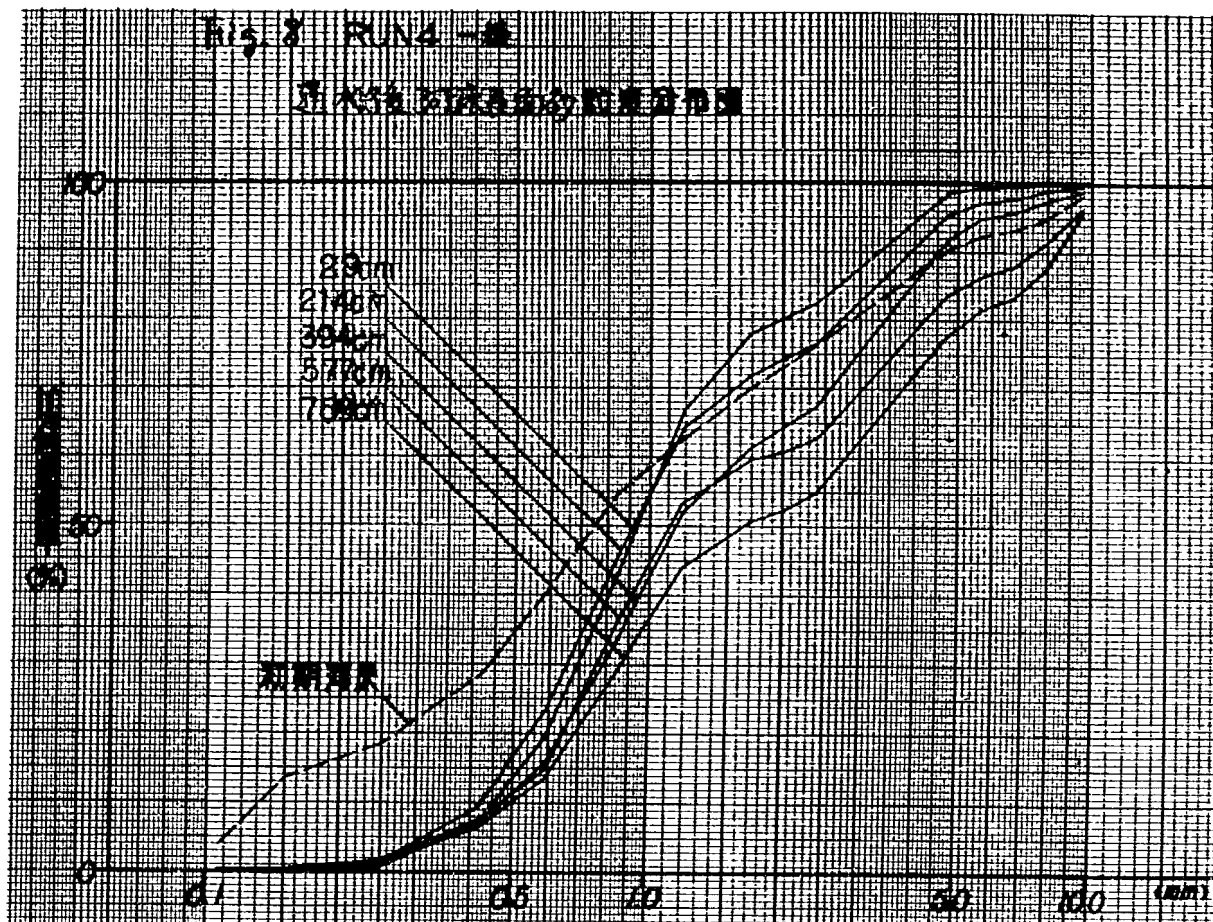


28.7, 35, 78, 89, 101.5, 125.5 m.a.s.l.

Fig. 7 CASE 4

流砂粗度分布





トを破壊し、河床の変動が急激に進む可能性は強い。通常の洪水では、河床がほとんど動かない（休眠性河川）からと言って、安心しているのは危険なことである。それでは、どのくらいの洪水時にアーマコートが破壊されるのだろうか。アーマコートの粒度分布は $d_{84}/d_{10}=4\sim6$ 程度で均一性が良い。¹⁰⁾ したがって平均粒径に対する無次元掃流力 τ_{*m} が 0.06 程度になると河床のアーマコートが破壊され始めると考えて良いだろう。 τ_{*m} が 0.06 程度になる洪水がどの程度の流量であるか把握しておくことは、河川管理者として必要なことであり、またアーマコートが破壊されたらどんなことが生じるか、想像力をたくましくしておく必要がある。

ii) 通常の砂利河川の河床材料は、深見、葛西の実験に対応する粒度分布を持っている。このことは τ_{*m} が 0.06~0.07 程度となると河床の全粒径が動きだすこと。 $\tau_{*m}=0.025\sim0.03$ になると河床の主モードである砂利はどの粒径のものも動かなくなることを示している。ただし砂分は、粒径 1 cm 以上の砂利成分が動かなくなっても、浮遊あるいは掃流砂として移動しえよう。

iii) 砂利河川から砂河川に変化する地点における分級作用

砂利河川から砂河川に変わる遷移地帯では、平均年最大流量時において砂利部では、 $u_*^2=220\sim280\text{cm}^2/\text{s}^2$ 、砂河川では $100\sim150\text{cm}^2/\text{s}^2$ の掃流力を持っている。また河床波は砂利河川部は flat、砂部分は dune となる。⁷⁾ 今、砂河川での $u_*^2=100\text{cm}^2/\text{s}^2$ とすると dune が発生するので、移動限界粒径は、1 cm 程度となる。

河床材料が、扇状地末端において砂利から砂に急変する理由は、地形学的には、侵食基準面の変化の影響と、生産土砂の粒径の不連続性に原因するが、小規模河床波の形態変化がこの分級をより進めている。

砂利河川から砂河川に変化する年最大流量時の掃流力は、日本においては $u_*^2=100\sim130\text{cm}^2/\text{s}^2$ 程度と考えられるが、気候が日本と大幅に異なる所、また上流の生産土砂の砂分と砂利分の生産量の比が大きく異なる所では違った値を持つことになろう。

iv) 粒径 0.4~0.6 mm の砂河川から 0.1~0.3 mm の砂河川に変わる地点における分級機構

利根川 40 km、江戸川 20 km 地点で河床材料は 0.4~0.5 mm から 0.15~0.25 mm に変化する。0.15~0.25 mm の砂は、この地点より上流では Wash load 注1) 的な運動形態であるが、この地点より bed load 的な運動に変わる。また小規模河床波は、この地点より上流では小洪水時には dune、大洪水時には flat であり、この地点より下流では小出水時には ripple、大出水時には flat であるらしい。

粒径が急変する理由は、この地点から河床に働く掃流力が小さくなるためであるが、その分級機構は明確ではない。掃流力から見れば下流部においても、上流部の主モードである 0.4~0.5 mm の砂は十分に移動しうる。ただし、通常の洪水では浮遊しえない。上流部においては 0.15~0.25 mm の砂は年最大流量時に $\tau_{*i}=3\sim4$ であり、下流では 1~2 前後になる。上流部での細砂分の流砂量が、下流部で丁度河床の主モードの流砂量に相当する条件下にあると思われる。

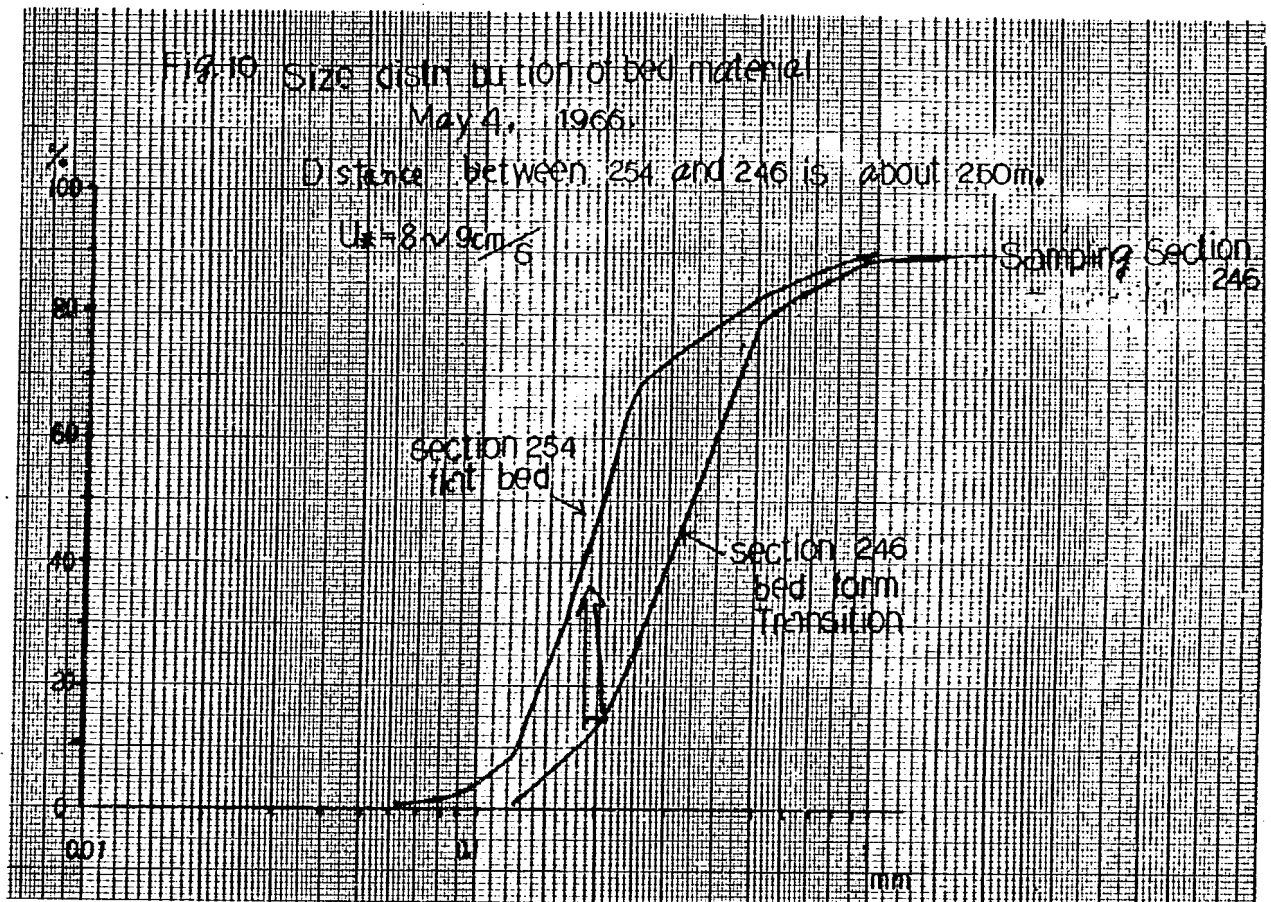
この粒度の急変の水理的条件は、上流部の細砂の輸送量によって変化するものと考えられる。たとえば、極端な例を示すと粒径 0.02 mm 前後の河床材料を持つ河川において上流にダムを作ると、

細砂分の粒径成分が急速に河床から抜け、河床は $0.04 \sim 0.06 \text{ cm}$ の砂を主モードにするものになる。従って洪水時河床の粗度も flat から dune に変化する。

(例 Missouri River below Fort Randall Dam,¹¹⁾ Colorado river below Hoover Dam¹²⁾)

この砂分内の分級機構を知ることは、河口部の河道掘削、拡幅問題、河口部のヘドロ堆積問題に対する一つの重要な解決の糸口をあたえるものとなる。

Rio Grande Conveyance Channel¹³⁾ において水路の上流部で dune 河床になり下流部で flat 河床であった場合の河床材料の観測例がある。図に示すように dune 河床部では粒径が 0.3 mm 前後のものが、flat 河床部では 0.2 mm 程度となっている。河床に働く掃流力は flat bed



の方が水深が小さいので dune bed 部より多少小さいが $u_* = 8 \sim 9 \text{ cm/s}$ 程度と考えられる。上流の Transition 部で B 集団であったものが flat bed で A 集団に変化している。Section 246 における B 集団の流砂量と Section 254 の A 集団の流砂量は、ほぼ等しいと考えられるので dune 部における B 集団の無次元流砂量 $q_{sB}/u_* d_{iB} \div i_B$ は、B 集団を均一砂に持つ場合の無次元流砂量 $q_s/u_* d_{iB}$ とほぼ等しいか、それ以上であると推定される。Dune 河床における浮遊砂の pick up 機構と flat bed での、それでは違うのであるという視点が必要であろう。ここで q_{sB} は B 集団の流砂量、 d_{iB} は B 集団の平均粒径、 i_B は B 集団が河床に占める割合である。

注 1) 言葉で言うのはやさしい。しかしながら筆者の経験によれば、このように表層をすくうこ

とは非常に難しいように思える。各実験者が持っている表層というものの Image, 採砂法によってかなり異なった結果が生じる。またこのように採砂した表層砂とは何を表現したものであろうか。今後混合砂の研究を行うためには、表層砂の粒度分布をどうやってとらえるのか。とらえたものが何を意味するのか。実際河川では表層砂の採取法はどんな方法が可能であり、それが実験室内の方法とどのような違いがあるのか真面目に検討する必要がある。

筆者自身は、実際河川の表層砂の採取法ということを考えると、線格子法、あるいは面格子法によって河床表面に存在する石をランダムに採取するのが良いと考えているが、¹⁰⁾ 実験室の場合、粒径が小さいので採取するのは容易なことではない。実験に投入しえる労働量、時間等を考え、どこかで妥協せざるをえない。現状では今まで行われてきた実験資料をむだにしないために、表層最大粒径程度の厚さに河床砂を採取するという方法を引きつがざるを得ないのだが……。

注2) 筆者は文献7) 土木研究資料第1416号, P49 においてWash load を一般に言われている定義と同様に、次のように表現した。

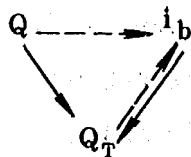
Wash load 流れの流砂流送能力以下の土砂量で流下している流砂で、そこにWash load とみなされる土砂が加わっても、河床には土砂は堆積することなく流下していくような流砂。

しかしながら、この定義は厳密に言えば正しくない。Wash load は一般には河床の主モード(A集団)以下、つまりB集団およびB集団より粒径の小さい流砂であり、そこにWash load とみなされる土砂が多量に加わっても、河床に占めるWash load 成分の量は少ししか変わらない。つまり河床に占めるWash load 成分は、全体に占める割合が小さいので、水理量、上流からの給砂量に応じて、河床に占めるWash load 成分を調節するが、全体に占める割合が小さいので、我々は通常この変化を無視してしまうことが前述の表現となったのである。

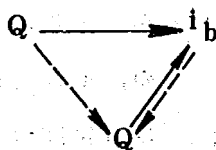
Einstein H.A. とNing Chien¹⁴⁾ は、このことを次のように説明している。

This does not imply, however, that there exists also a definite relationship between rate of transport and flow for the "wash load" in a river reach, as in the case of "bed material load". In order to understand this, it should be realized that the rate of transport (denoted by Q_T) is related to not only on the flow (denoted by Q), but also on the amount of material available in the bed (denoted by i_b). The interrelationships between these three factors are shown in the following schematic figures for both the "bed material load" and the "wash load".

"Bed material load"



"Wash load"



The direction of arrow leads from cause to effect; a solid arrow implies a strong and immediate cause-effect relationship, and a dotted arrow means a weak and slow relationship.

$Q - i_b$:

Bed Material Load: With constant supply from upstream, particles settle on the bed when flow is small and scoured from the bed when flow is large. However, since there is an abundance of this kind of material available in the bed, i_b will not be materially affected by changes taking place in the bed due to the variation of the flow.

Wash Load: These particles are available at the bed surface in rather limited amounts. A change of flow will cause considerable difference in the amount of this small part of the bed material.

$i_b - Q_T$:

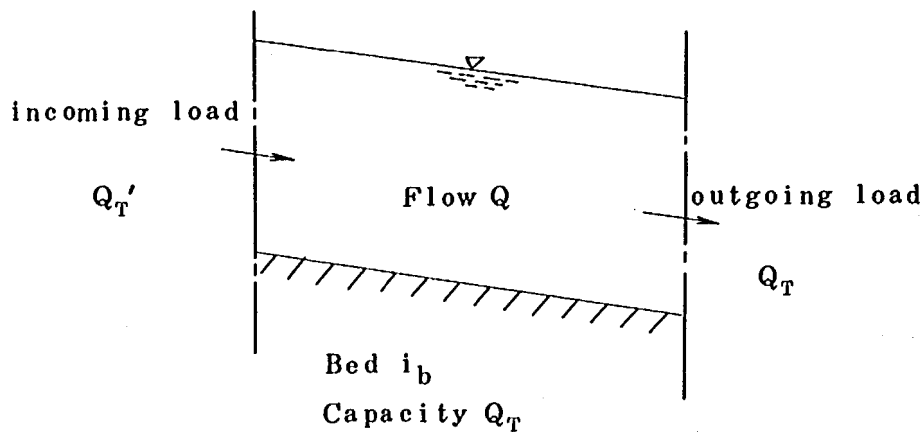
Bed Material Load: For this part of the load, a very large amount of material in the bed supports only a comparatively small fraction of the same material in motion. It is the amount of the material in the bed which controls the amount of the same material in motion.

Wash Load: A very small amount of material in the bed corresponds to a much larger amount of the same material in motion. It is the amount of the material in motion which controls the amount of the same material in the bed.

$Q - Q_T$:

Bed Material Load: Since the amount of material available in the bed is not materially affected by the change of flow and rate of load, it can be regarded as a constant, at least for some length of time. This leaves only two variables, Q and Q_T . Therefore there exists a unique relationship between the rate of transport of bed material load and the flow.

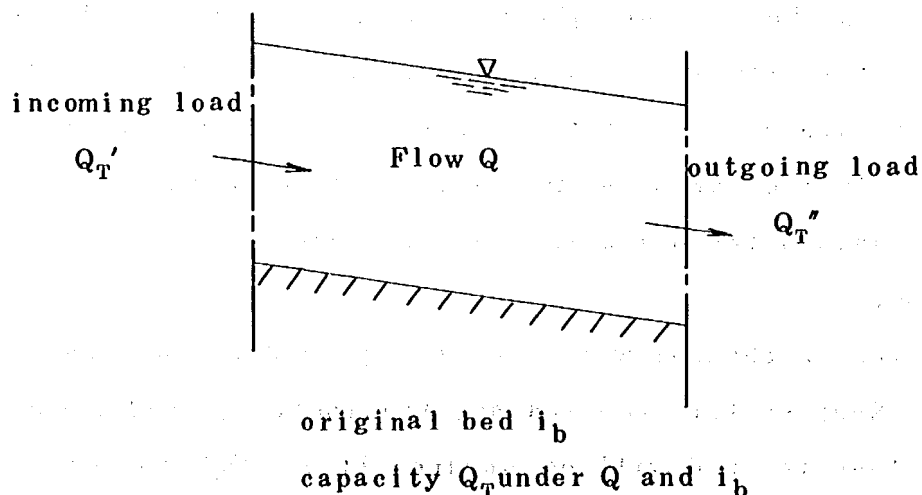
Consider a channel with capacity Q_T under flow conditions Q and bed i_b . Suppose for some reason, the incoming load becomes Q_T' instead of Q_T . Then the bed will be scoured if $Q_T > Q_T'$, and will be built up if $Q_T < Q_T'$. If the reach is long enough for sufficient material to be available in the bed, and if the duration of Q_T' is relatively short, then the temporary degrading or aggrading of the bed will not affect



the amount and composition of the bed material to any significant extent. The outgoing load of this reach, therefore, will remain Q_T , the capacity of the reach. In other words, for a certain flow condition Q , there is only one equilibrium rate Q_T .

Wash Load: The amount of this part of the material at the bed surface changes with the variation of flow and rate of load. Since there is no way to predict what this part of the bed material will be at any moment, a unique relationship between flow and rate of transport does not exist unless the supply of such material follows such a relationship for other reasons.

Again, consider a channel with capacity Q_T under flow condition Q and bed i_b . If the incoming load changes to Q_T' , then the same aggrading or degrading of the bed.



will result. This change of bed will represent a considerably larger change of i_b in a very short time, adjusting the bed composition to

Q_T' . The outgoing load of this reach will no longer maintain the capacity Q_T under the original bed i_b , bed rather assumes a new value Q_T'' . Which is not much different the incoming load Q_T' . In other words, the rate of transport of wash load of this reach not only depends on the flow, but also depends, to a larger degree, upon the material available from the upstream watershed.

なお砂利河川における砂分（0.4～0.6 mm）の流砂は、一般には wash load とは言わないようだ。wash load という言葉をもう少し注意して使う必要がある。むしろ wash load というより B 集団の流砂量、粘土分の流砂量というように、河床材料の各 population ごとに、あるいは生産土砂の各 population ごとに表現していくことが必要に思える。

記 号 一 覧 表

d_{16} ; 16 パーセント通過粒径

d_{84} ; 84 パーセント通過粒径

d_m ; 平均粒径

d_{mA} ; A 集団の平均粒径

d_{mB} ; B 集団の平均粒径

d_{mC} ; C 集団の平均粒径

H ; 水深

i ; 水面勾配

i_B ; B 集団が河床材料に占める割合

i_C ; C 集団が河床材料に占める割合

q_s ; 流砂量

q_{sB} ; B 集団の流砂量

u_* ; まさつ速度

v_m ; 平均流速

τ_* ; 無次元掃流力

φ ; 流速係数 = V_m / u_*

参 考 文 献

1. Egiazaroff I.V., 1965, Calculation of Nonuniform Sediment Concentrations, A.S.C.E. Hy4 July.
2. 浅田宏, 石川晴雄, 1968, 混合砂礫の掃流限界と掃流量式, 技術研究所報告 №68045
3. 平野宗夫, 1972, 混合砂れきの河床変動と平衡河床に関する研究, 土木学会論文集 201号
4. 芦田和男, 道上正規, 混合砂礫の流砂量と河床変動に関する研究, 京大防災研究所報告第14号
5. 水山高久, 1977, 山地河川の掃流砂に関する研究
6. 深見親雄・葛西敏彦, 1978, 混合粒径砂の流送実験資料集, 土木研究所資料第1390号
7. 山本晃一・深見親雄, 1978, 河川における土砂の移動機構に関する研究ノート, 土木研究所資料第1416号
8. Harrison A.S., 1950, Report on Special investigation of bed sediment segregation in a degrading bed, Calif. Inst. Engin. Res., Ser. 33, issue №1
9. Williams G.P., 1970, Flume width and water depth effects in sediment-transport Experiments. U.S.G.S. Professional Paper 562-H.
10. 山本晃一, 1976, 急流河川の河床材料調査法と表面粒度特性, 土木研究所報告第147号
11. Livesy R.H., 1963, Channel armoring below Fort Randall Dam, Proceeding of the Federal Inter-Agency sedimentation conference.
12. Leopold L.B. and Maddock T.Tr., 1953, The hydraulic geometry of stream channels and some Physiographic implication, U.S.G.S. Professional Paper 252
13. Culbertson J.K., Scott C.H. and Bennet J.P., 1972, Summary of alluvial -Channel data from Rio Grande Conveyance Channel, New Mexico, 1965 - 69, U.S.G.S. Professional Paper 562-J.
14. Einstein H.A. and Ning Chien, 1953, Transport of sediment mixtures with large ranges of grain sizes, University of California Institute of Engineering Reserch, MRD Sediment Series №2

3 編 実際河川の観測資料よりみた土砂の移動特性

〔1〕 は じ め に

本編においては、土木研究所資料第1074号、1154号、1416号で述べなかった実際河川の流量観測資料、流送土砂観測資料より、本報告書1編、土木研究所資料1416号で述べた結果が実河川でも適用しうるかを論じる。

〔2〕 実際河川の土砂移動機構

1) Middle Rio Grande ^{1) 2) 3)}

Fig.1はRio Grande RiverのBernalillo地点における粒径 0.125 mm 以上の浮遊砂と掃流力の関係を示したものである。(筆者は土研資料1416号でBernalillo地点の q_s/u_{*dn} と τ_{*m} の関係図を示したがF sectionの流砂量をA sectionの水量で、逆にA sectionの流砂量をF sectionの水量で整理してしまった。従って土研資料1416号、図3は訂正されなければならない。)同図には1編で述べた予測値も示しておいた。同図より1編で述べた予測値の妥当性を主張するには、土研資料第1154号2～5ページ⁴⁾で述べたように問題が多いが、予測値と実測値はかなり近い所にある。

なおBernalillo地点より上流約60 milesのOtowi地点(0.3 mm の砂と2～3 cmの砂利を持つ二峰性の河床材料、勾配0.0023)においても浮遊砂量の観測が行われている。Otowi地点はBernalillo地点(砂河川、平均粒径 $0.022\sim 0.035\text{ cm}$ 、勾配0.0008)と異なって、典型的なpoolとriffleが連続する河道である。riffle部は粗い砂利や玉石から成りpool部分は流量によって粒径変化が激しいが、流量が小さい時には、砂(0.5 mm)でおおわれ、流量が多い時には、砂と砂利の二峰性の粒度分布となる。水面勾配は、pool部分では平水時には河床の平均的な勾配より小さく、流量が大きくなると河床の平均勾配に近づく。

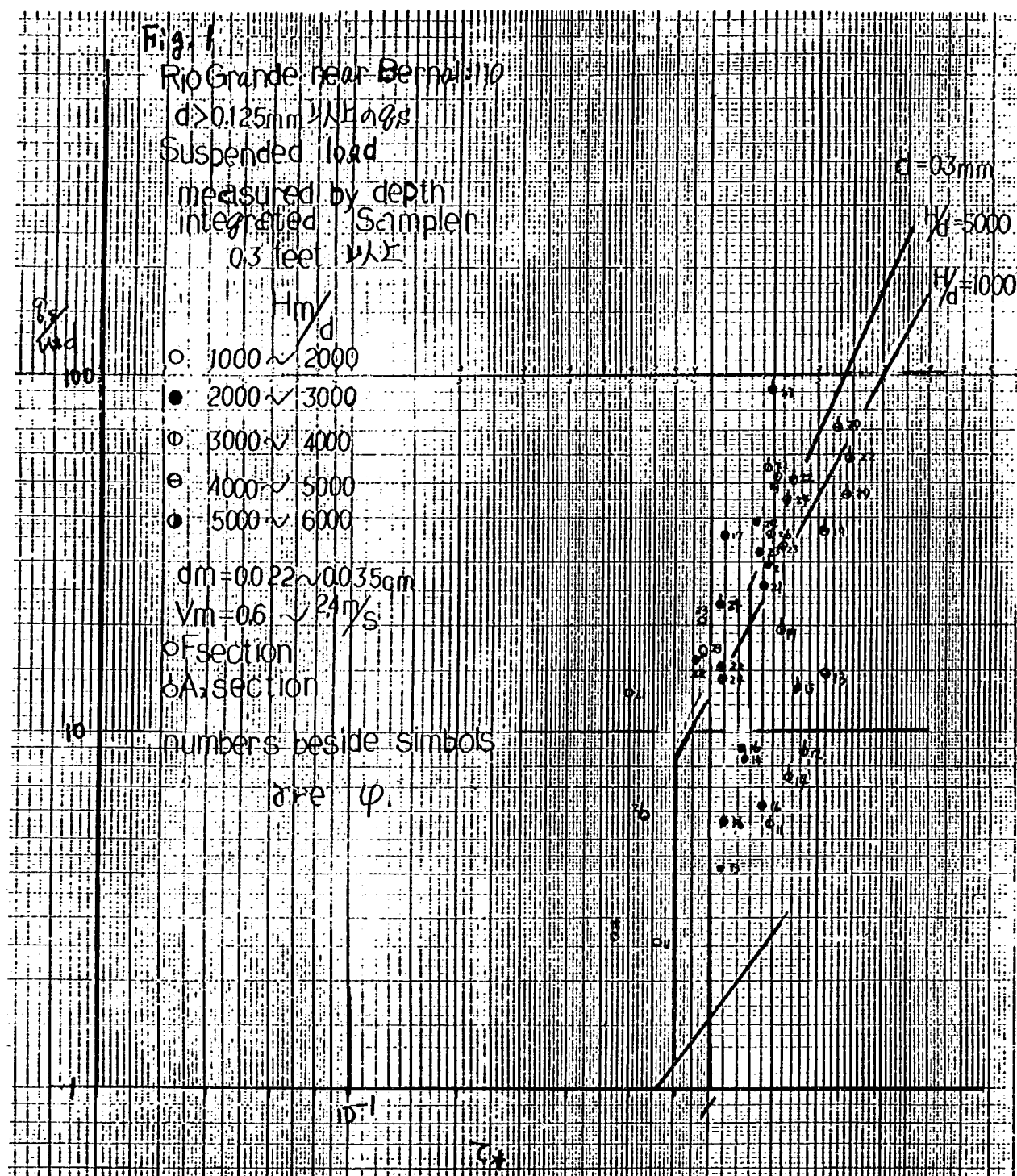
このOtowi地点のpool部分で測定した浮遊砂量(粒径 0.0062 以上)と流量、まさつ速度との関係をFig.2に示した。なお、まさつ速度はpool部における水面勾配、径深を使って求めている。また同図にはBernalillo地点の浮遊砂量、流量、まさつ速度の関係も示しておいた。

Bernalillo地点とOtowi地点の間には二派川が流入しているが、その流量は大きなものでなく、両地点の流量はほぼ同一と考えて良い。同図より次のことが読みとれよう。

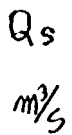
砂と砂利の二峰性の河床材料を持つ河川の砂分の流砂量は、下流部の砂河床地点の砂分の流砂量とほぼ同一で、砂分の流砂の連続性がある程度成立する。従って扇状地河川における砂分の流砂量は、下流の砂河床における流砂量を把握することによってある程度評価しうる可能性がある。

2) Rio Grande Conveyance Channel near Bernardo ⁵⁾

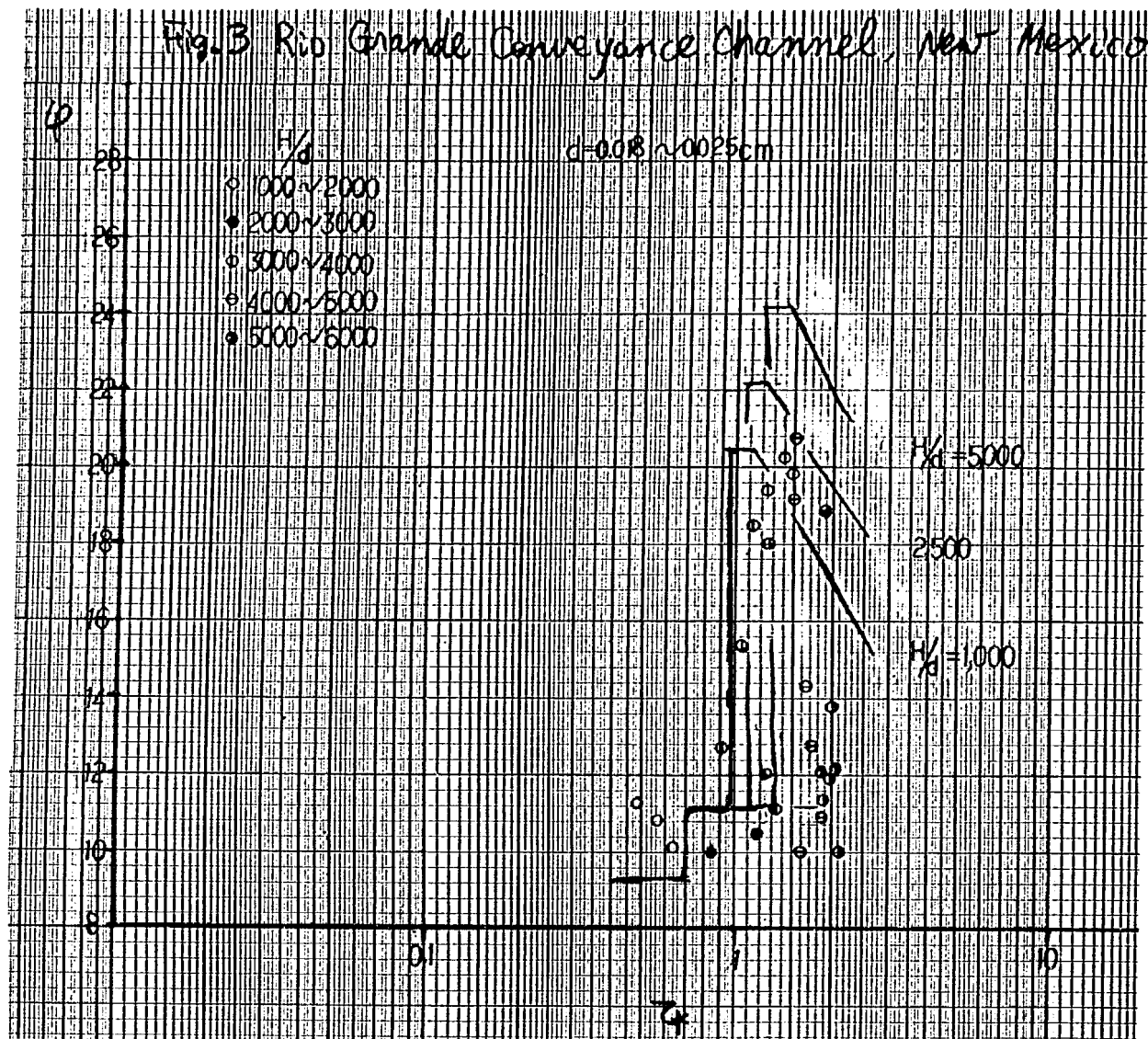
Rio Grande Conveyance Channelは、Rio Grande河から水を引く灌漑用の水路である。本水路における観測資料より、 ϕ と τ_* 、 H/d の関係を図示したのがFig.3である。同図には



1 編の結果より粒径 0.02 cm の場合の ϕ の予測値も示しておいた。これによると本水路における ϕ は予測値ほど上昇しない、この原因ははっきりしないが、水路内の流速分布図を見ると水路側壁近くの流速が小さいことより水路側壁の粗度が河床より大きい（但し flat 河床の場合のみ）ことが flat bed の粗度を予測値ほど上昇させない一因と考えられる。なお B/H は $15 \sim 20$ であり側壁は自然河岸で、水路は直線と考えて良い。河床の粗度が小さく、河岸の粗度が大きい場合で B/H が 20 以下では側岸の粗度を考慮して、河床の粗度を評価しなければならないのかもしれない。側岸の粗度を評価する方法として Einstein の方法等があるが、多くの問題点を残しているように



思える。今後検討していかなければなるまい。



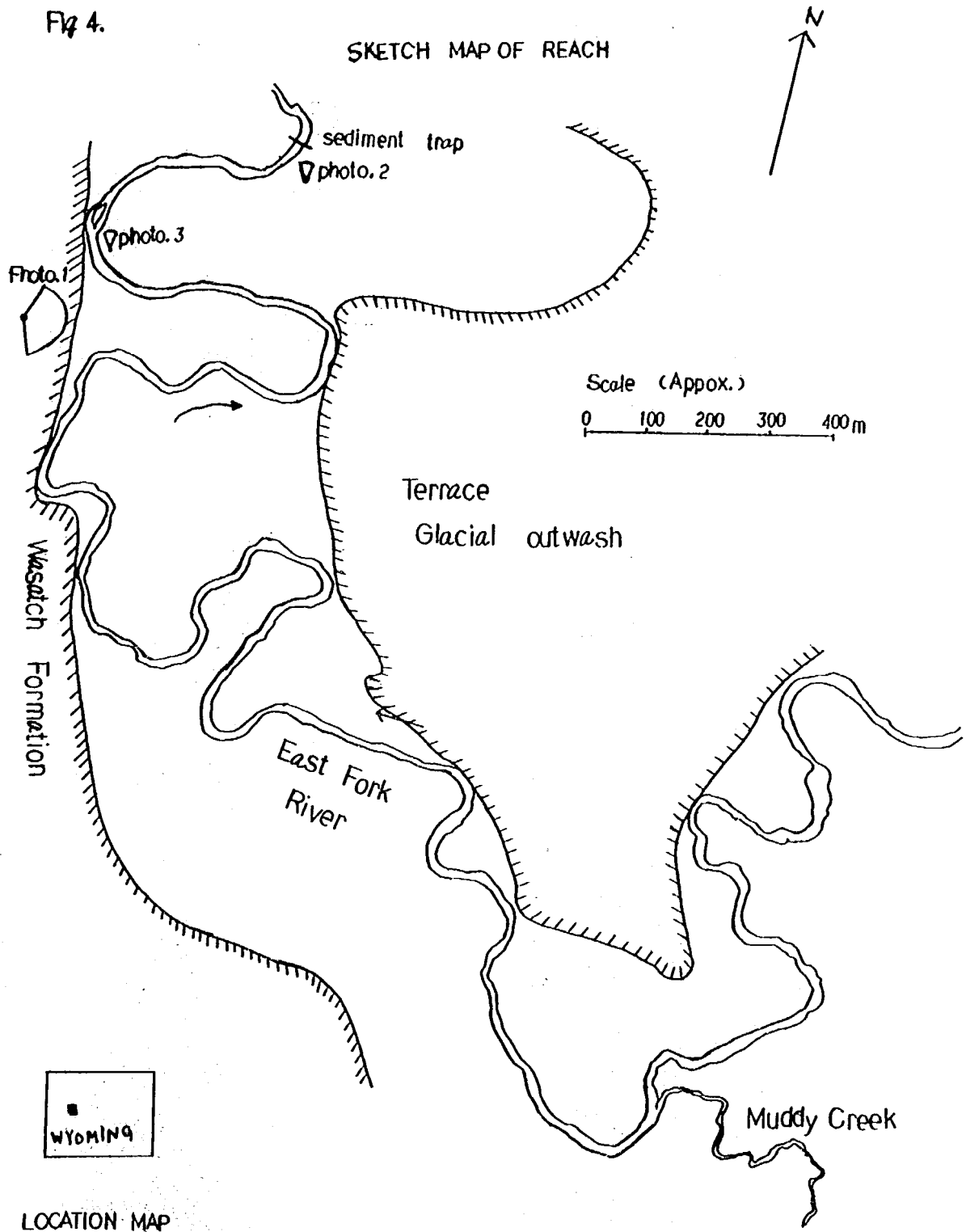
3) East Fork River, Wyoming 7) 8) 9) 10)

East Fork 河における土砂動態を調査するために、U.S.G.S.は土砂トラップを作り流砂量の調査を行っている。調査地点は緯度 $42^{\circ}40'23''$ N, 経度 $109^{\circ}34'16''$ W (near Boulder Wyoming) で本地点の流域面積は 466 km^2 である。本流域面積の約半分はWind River 山脈 ($4,300 \text{ m}$) を水源とし、他の半分は、土砂トラップから約 3 km 上流に入るMuddy Creek を水源とする。前者の流域は花崗岩と変成岩 (ほとんどは precambrian age の岩) によってなり、後者は第三期砂岩およびWasatch Formation の頁岩からなる丘りょう地帯である。

土砂トラップ付近では、河川は幅約 120 m の氾濫原を蛇行している。左岸側のテラスの高さは水面より約 5.5 m の高さであり、砂と砂利を持つ glacial outwash である。このテラスと右岸側のWasatch Formation に河川が突き当たる所は、新しい砂と砂利の供給源となっている。

河川はbank full 状態で、水深 1.2 m 、川幅 20 m 、水面勾配は 1.5 km の平均で 0.0007 であり

Fig 4.



bankfull時の recurrence intervalは約1.5年である。

河床材料は、Muddy creekより上流は、河床表面には砂がほとんどなく河床表面は砂利でおおわれ、この砂利は bankfull の状態でもほとんど動かないようである。Muddy Creekは、河床は砂でおおわれている。Muddy Creekが East Fork Riverに合流する地点より下流は、流れの速い水衝部では砂利、水裏は砂となっている。砂が河床に占める場所は、時間の経過につれて変

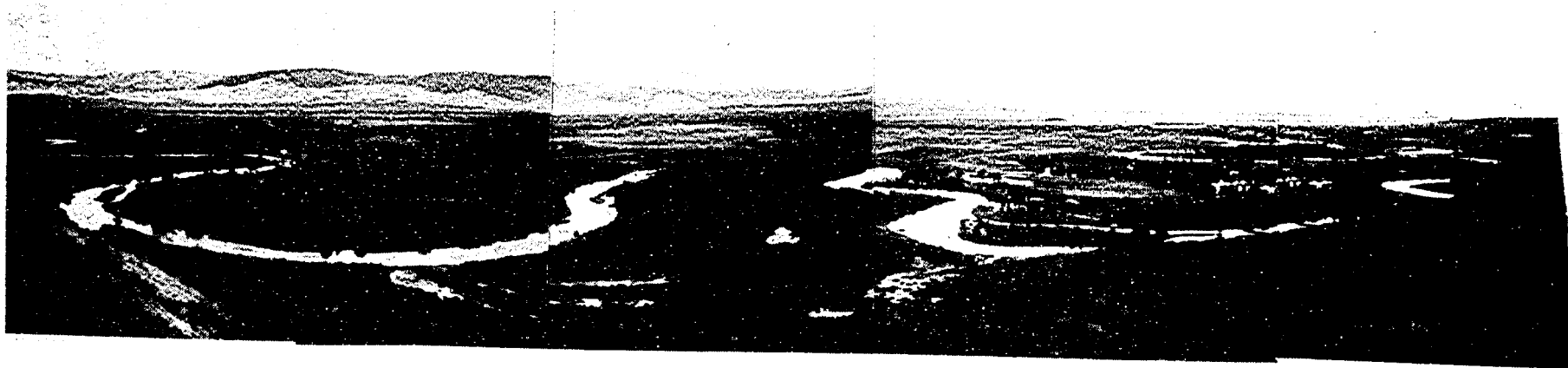


Photo.1 East Fork River

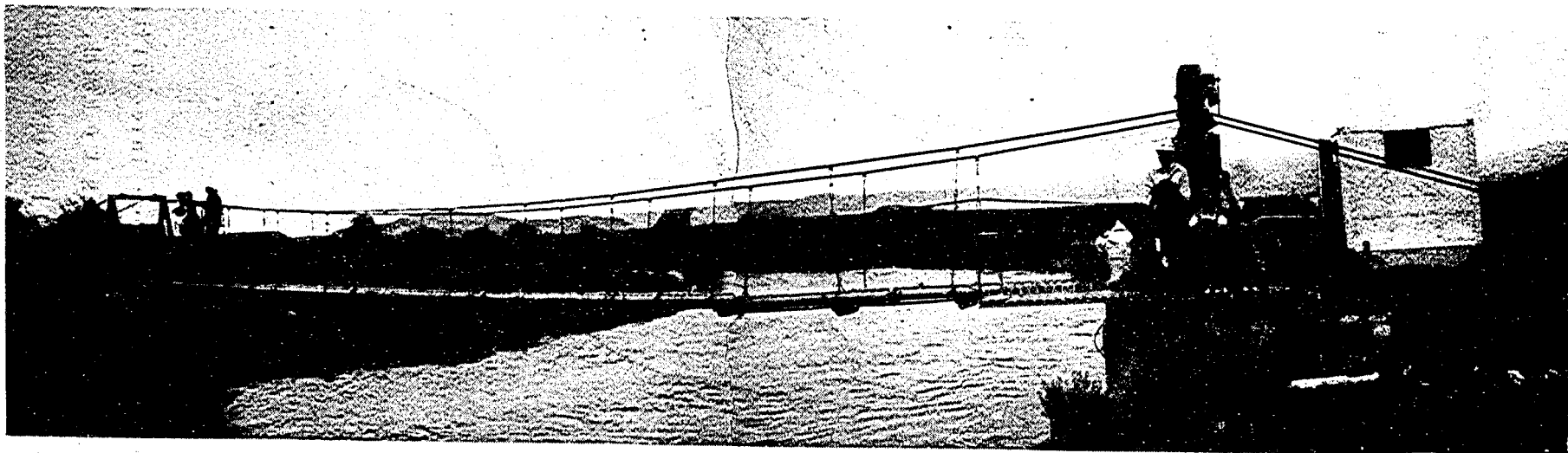


Photo.2 Sediment Trap



Photo.3 East Fork River

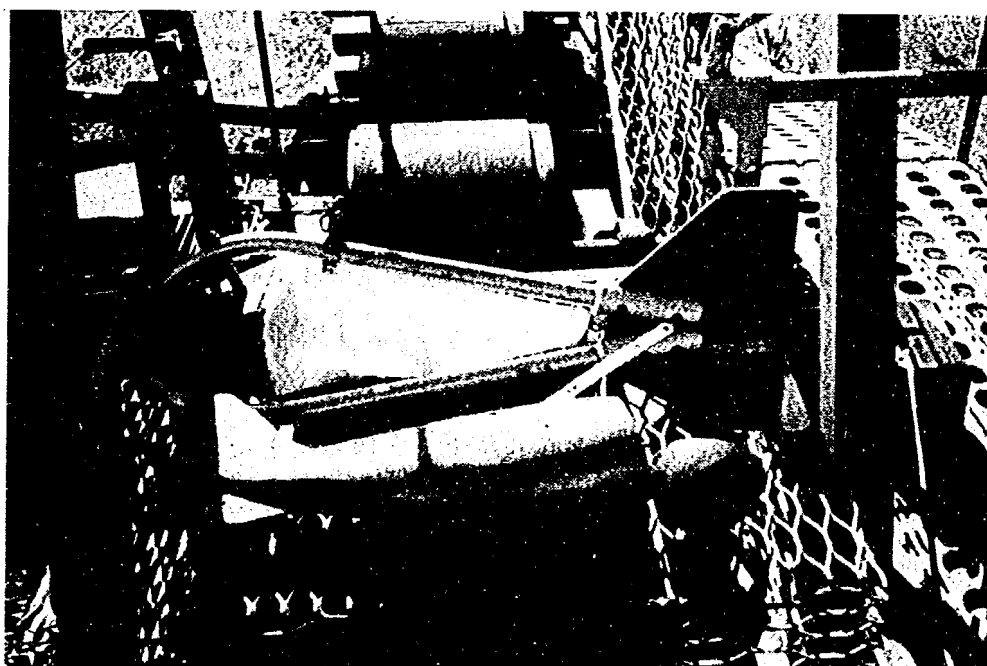


Photo.4 Helly-Smith
sediment
Sampler
and US D-49 Suspended-Sediment
Sampler

わる。一般には融雪出水ピーク時には砂利の部分が増加するようである。土砂トラップ付近は、砂利の部分と砂の部分が半々程度である。

Fig. 5 に土砂トラップに流入した土砂の粒度分布の代表例を示した。流量の小さい場合は、Muddy Creekから流下してきたと考えられる粒径 $0.4 \sim 0.6 \text{ mm}$ の砂が流砂が大部分を占めるが、流量 $15 \text{ m}^3/\text{S}$ 以上になると平均粒径 $1 \sim 1.5 \text{ mm}$ の粗砂が大部分を占める。粒径 1 cm 以上の砂利は低水路満杯程度の流量にならないとほとんど動かない。

観測資料より土砂の動態を把握してみよう。ところで土砂トラップの所では、土砂量、その粒度分布、流量、水深（したがって流速）は測定されたが、土砂トラップ近くの河床材料、水面勾配はほとんど測定されていない。したがってここでは、土砂トラップ付近の水面勾配を 0.00084 (Oral communication with A.D. Edomondo) とし、また土砂トラップに入った土砂の d_{50} を河床材料の粒径として、無次元流砂量と掃流力の関係、河床の抵抗係数を調べてみた。なお土砂トラップに入った土砂の d_{50} の粒径が 0.76 mm 以下の場合は、河床材料の B 集団が入ったものと考え、解析の対象からはずした。なお土砂トラップ付近の河床材料は、河床の半分が gravel であるが、上流部では、河床の全面を砂をおおっている所があり、この部分では、土砂トラップより多少掃流力が小さく、Sand の流砂量は土砂トラップの所と多少異なった値と考えられるが、土砂トラップの所の流砂量、また掃流力が、砂が全面をおおっている所と大きく変わっているとは考えられない。従って土砂トラップに入った土砂の d_{50} を使って求めた無次元流砂量、掃流力は砂が全面をおおっている所の値を、ある程度表わしていると考えて良いと思われる。

Fig. 7 は水深が変わった時、流速係数 ϕ が、どのように変化したかを調べたものである。1975 年の観測結果は、水深増加につれて ϕ が多少小さくなるが、1976 年の観測資料は、 ϕ が水深によってほとんど変わらない。原因は明確でないが、1975 と 1976 年では土砂トラップ付近の河床材料が異なっていたものと思われる。 ϕ の値から判断すると融雪出水時には、河床には dune あるいは ripple が発生しているものと考えられる。事実、流入土砂量に時間的な波動性があった。

Fig. 8 は流砂量と無次元掃流力との関係である。同図には粒径 1 mm の場合の均一砂の場合の流砂量推定曲線も入れておいた。1974 年の融雪出水の peak 流量付近の資料を除けば、ほぼ予測値と一致している。1974 年の peak 時の資料が予測値と一致しないのは、河床がほとんど砂利でおおわれているものと考えられる。なお、 H/d が 600 以下では dune に対応する流砂量を示すが、それ以上ではほとんどの資料が ripple に対応した流砂量になっている。土砂トラップ付近の河床材料が砂利の部分があり、この資料をもって粒径 1 mm 以上でも ripple 河床が生じるという決定的な理由にならないが、斐伊川での流砂量観測などを見ると粒径 1 mm 以上でも H/d が $500 \sim 600$ 以上になれば、ripple 河床に相当する流砂量を持つと考えて良いように思える。

East Fork river に合流する Muddy creek において Helly-Smith sediment sampler によって掃流砂の採砂が行われている。この河床材料は平均粒径 $0.5 \sim 0.7 \text{ mm}$ の砂である。ここでは流量、水深、流砂量とその粒度分布が測定されている。水面勾配は $0.001 \sim 0.0013$ 程度であ

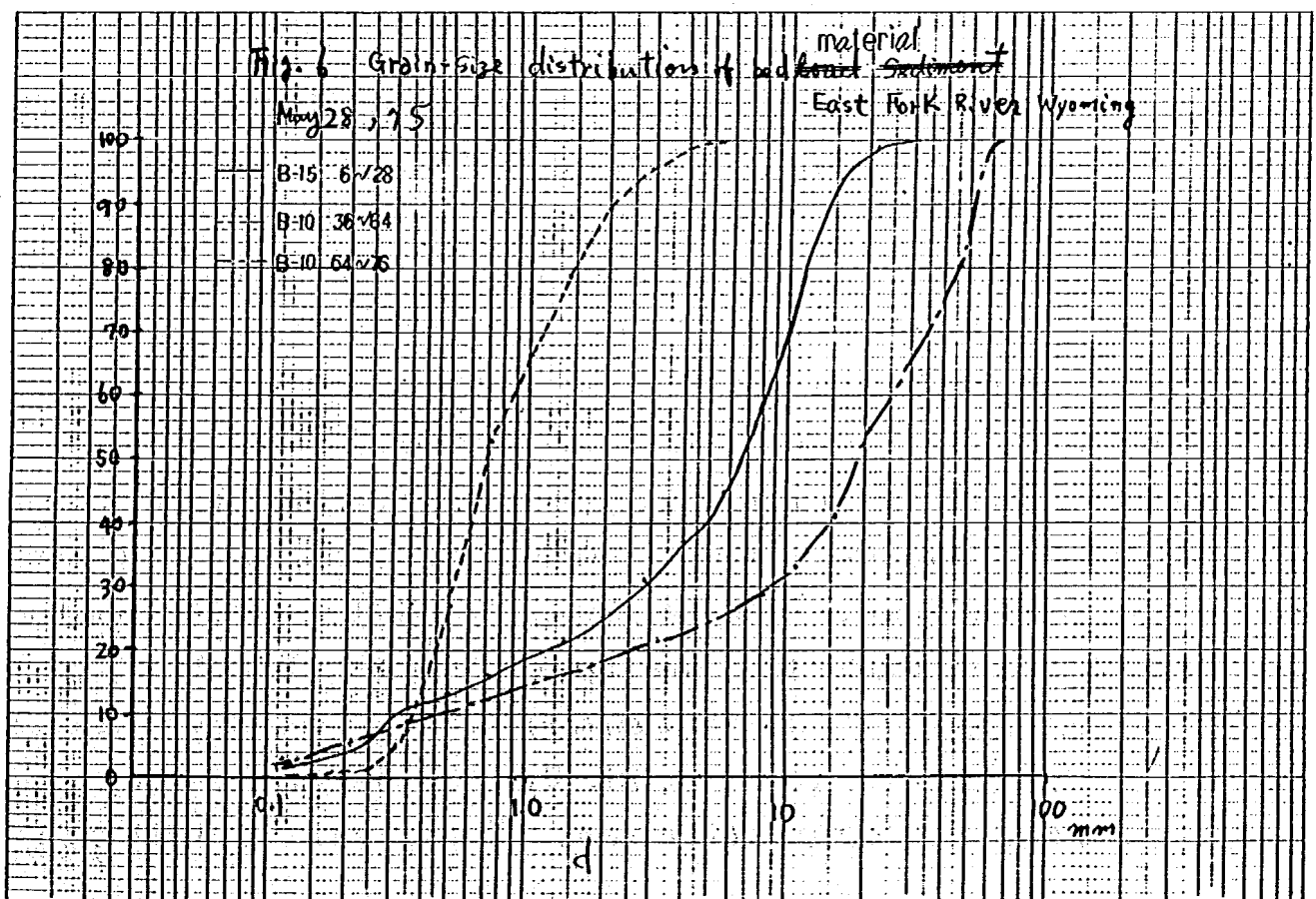
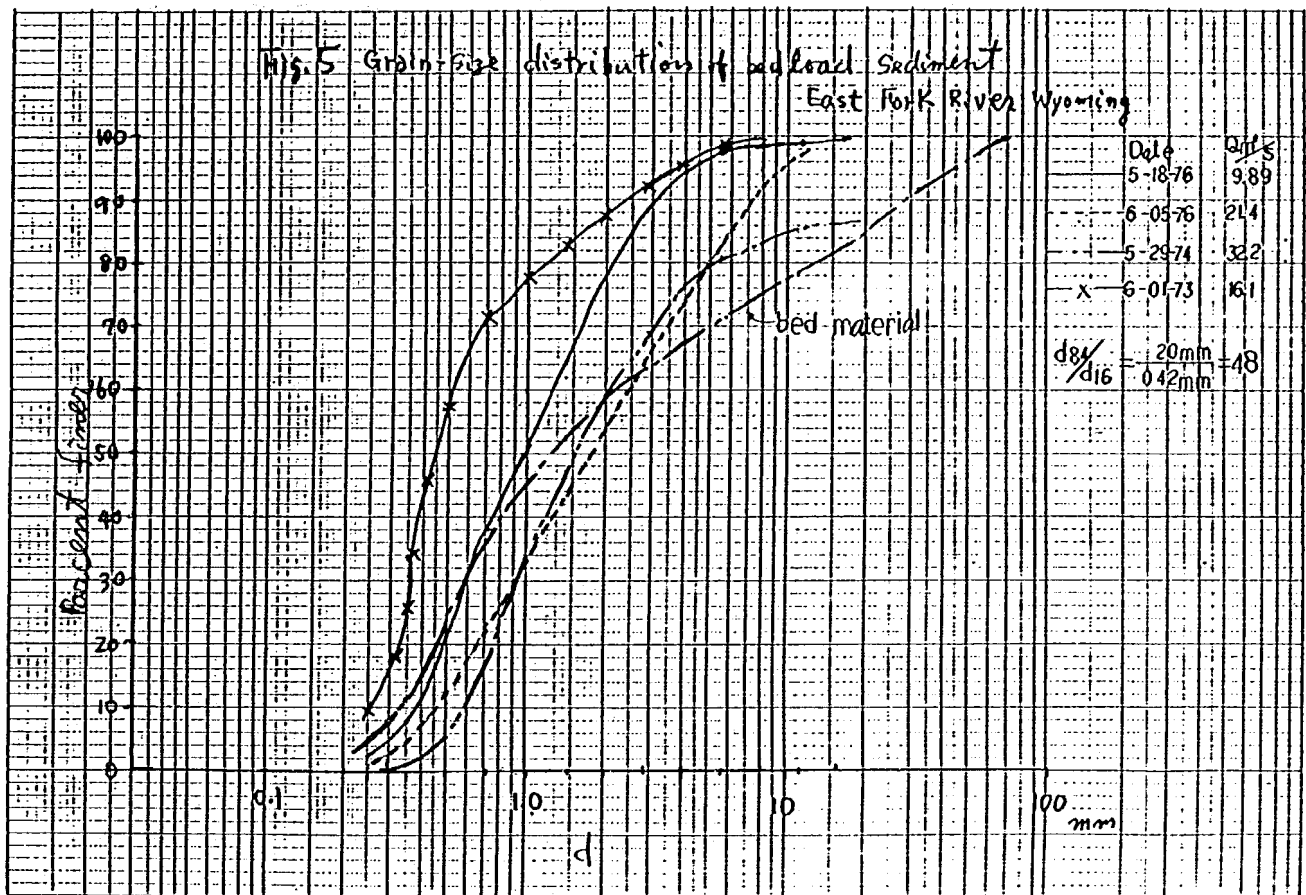
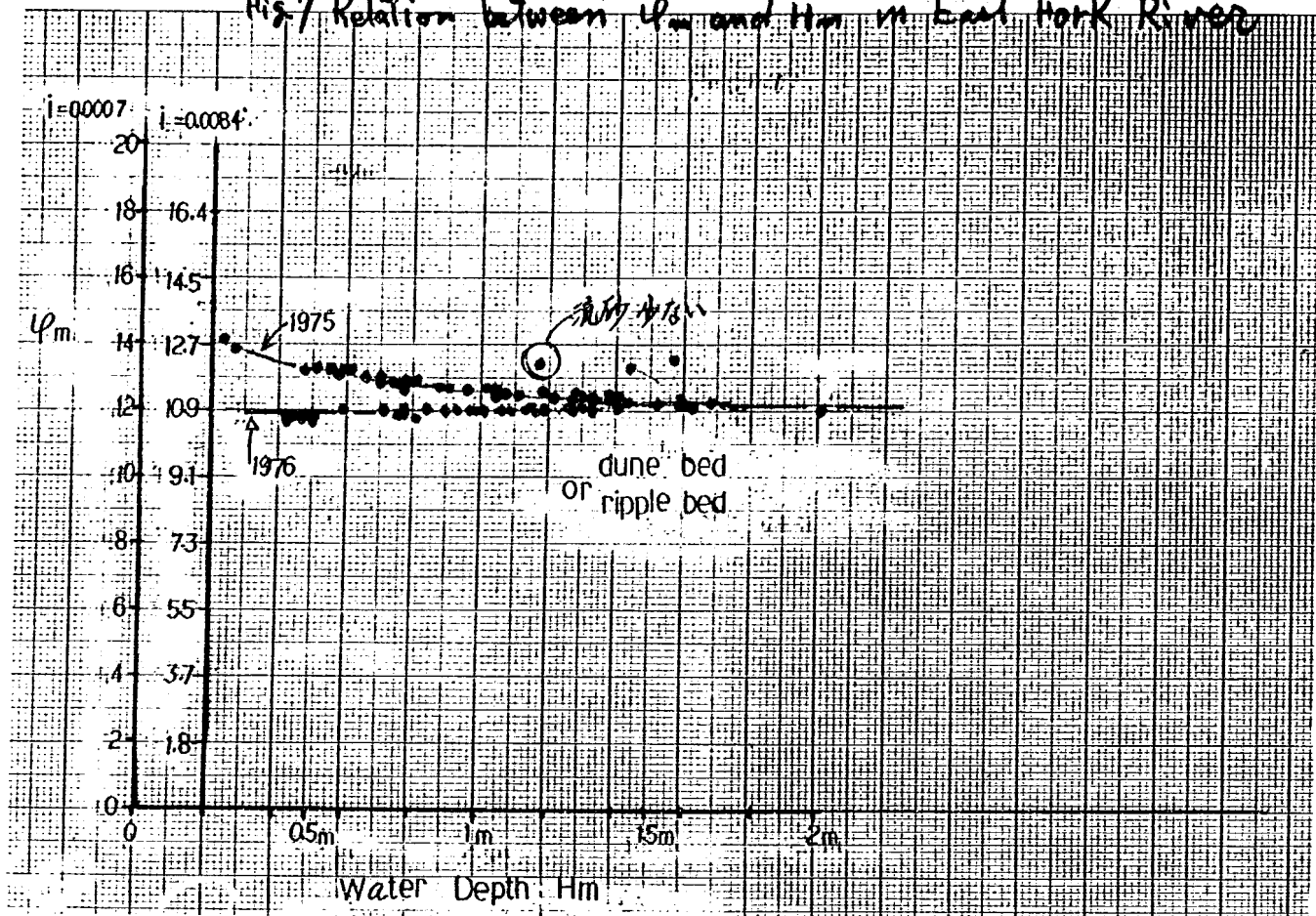


Fig.7 Relation between ψ_m and H_m in East Fork River



る。測定ごとに水面勾配が測定されていないので、筆者が、水深、流速、河床材料より流速係数 ψ を推定し、平均流速を推定した ψ で割ることによってまさつ速度 u_* を求め、この u_* を使って無次元流砂量、無次元掃流力を求めた。Fig. 9 が、その結果である。ほぼ均一砂の場合の推定値と一致しているが、中にはずれているものもある。 H/d が 500 以上では ripple に相当する流砂量になっている。Fig.10 は水深と流速の関係を示した。水深 40 cm 程度の場合、出水前に流速が速く出水後に遅い。河床波の流れに対する応答性が即時的でないのがうかがえる。

4) Tanana River in the vicinity of Fairbanks, Alaska. ¹¹⁾

Alaska を流れる Tanana 河の Fairbanks 近くにおいて、U. S. G. S. が流砂量の測定を行っている。浮遊砂は A P-61 suspended-sediment sampler を使って測定し、掃流砂は Helley Smith type bedload sampler を使って測定された。掃流砂は 50 feet 間隔に sampling された。横断方向に 18 ~ 20 測点であり、Sampling duration は 30 秒である。

河床材料は Fig.11 に示すごとく、二峰性の粒度分布を持ち、0.5 ~ 5 mm の河床材料はほとんどない。したがって河床材料を C 砂と A 砂の二つに分け、C 砂と A 砂の粒径別流砂量を求めてみた。なお河床材料は時間的、場所的に変動するものであるが、ここでは Fig.11 の河床材料で代表させた。

Fig.12 がその結果であるが、A 砂が $\tau_{*A} = 0.03$ 付近で動き始めている。この値は予測される

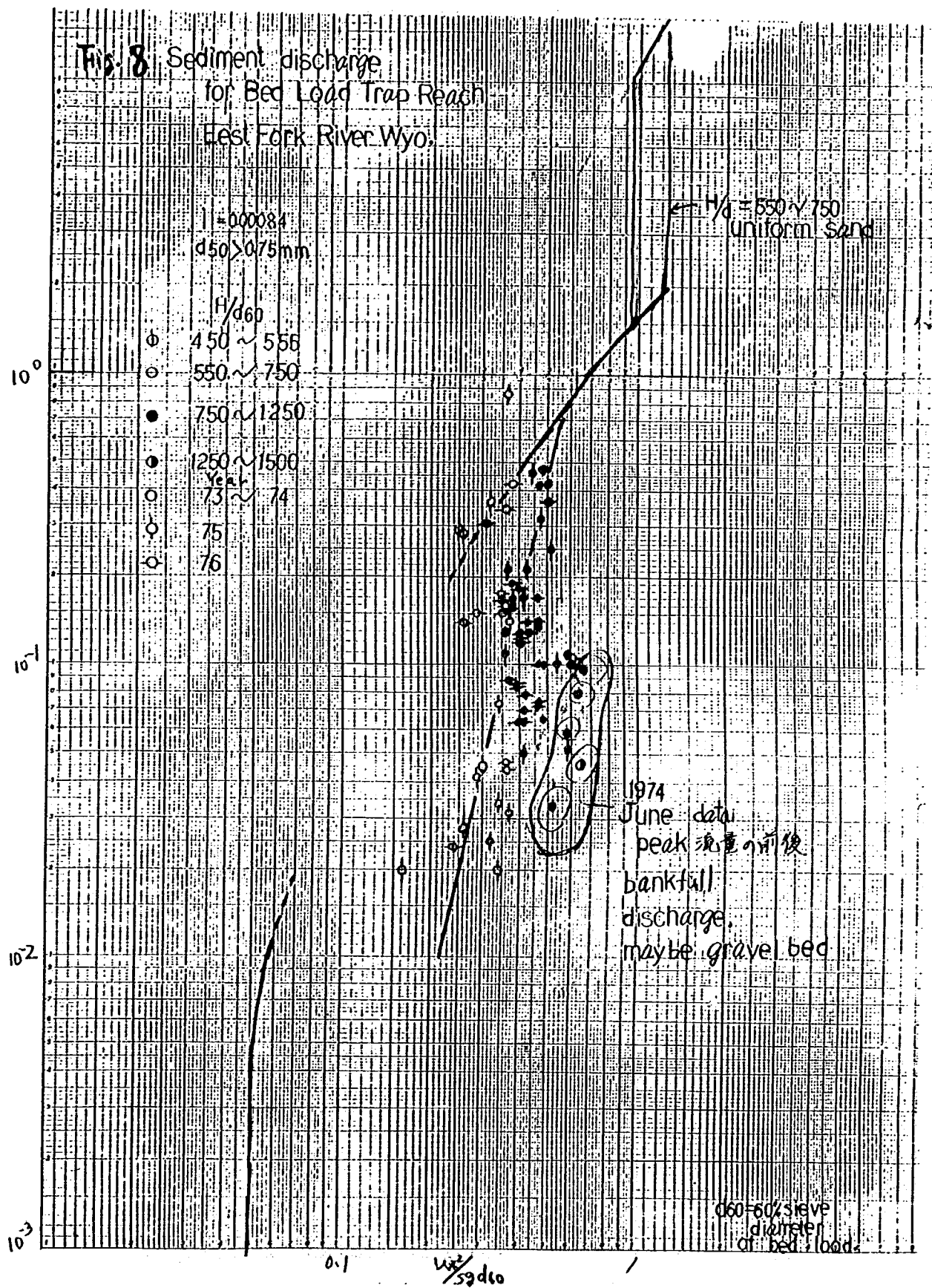


Fig. 9 Bed Load Discharge

Muddy creek

$d_{50} > 0.05 \text{ cm}$

$0.05 < d_{50} < 0.1 \text{ cm}$

H/d

● 250 ~ 350

○ 350 ~ 450

△ 450 ~ 550

x 550 ~ 750

$q_b / \sqrt{H d^3}$

10^0

10^1

10^2

0.1

$H/d = 350 \sim 450$

$H/d > 450$

H/d
350 ~ 450

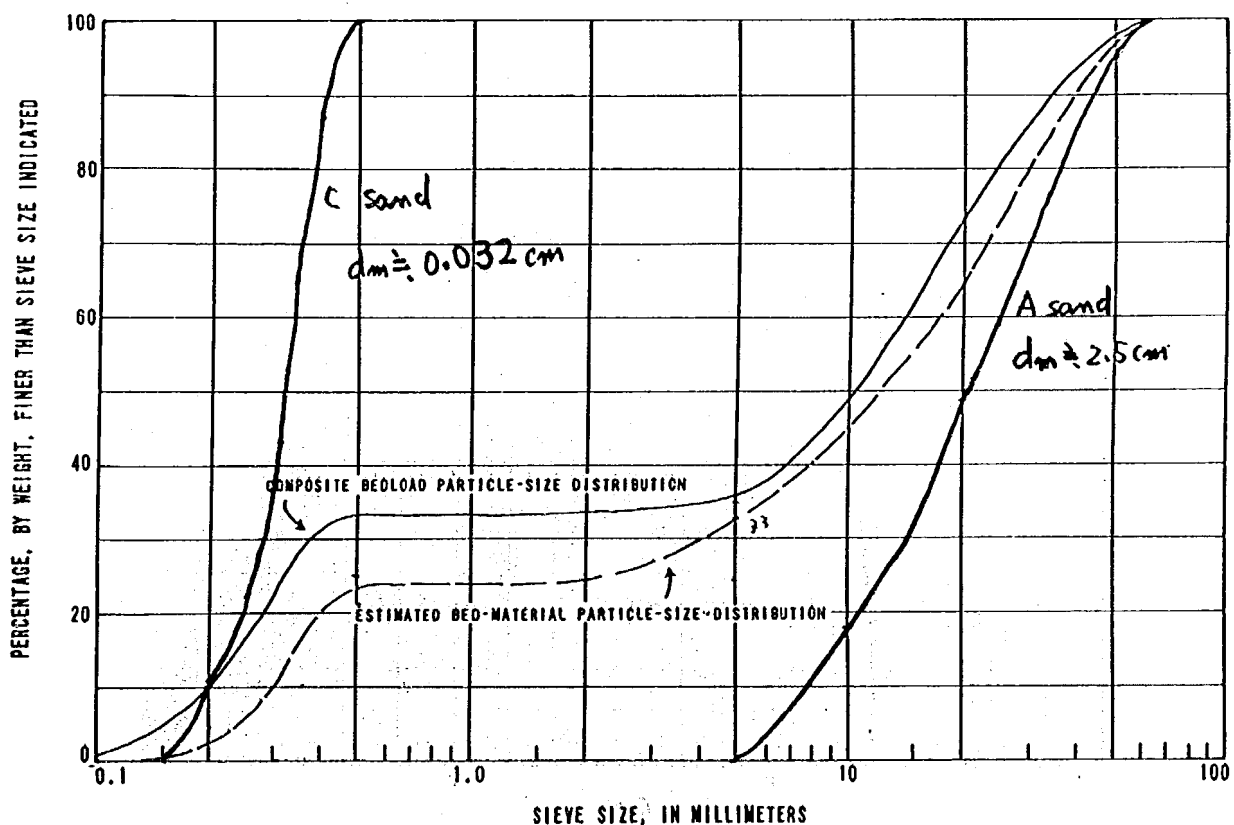
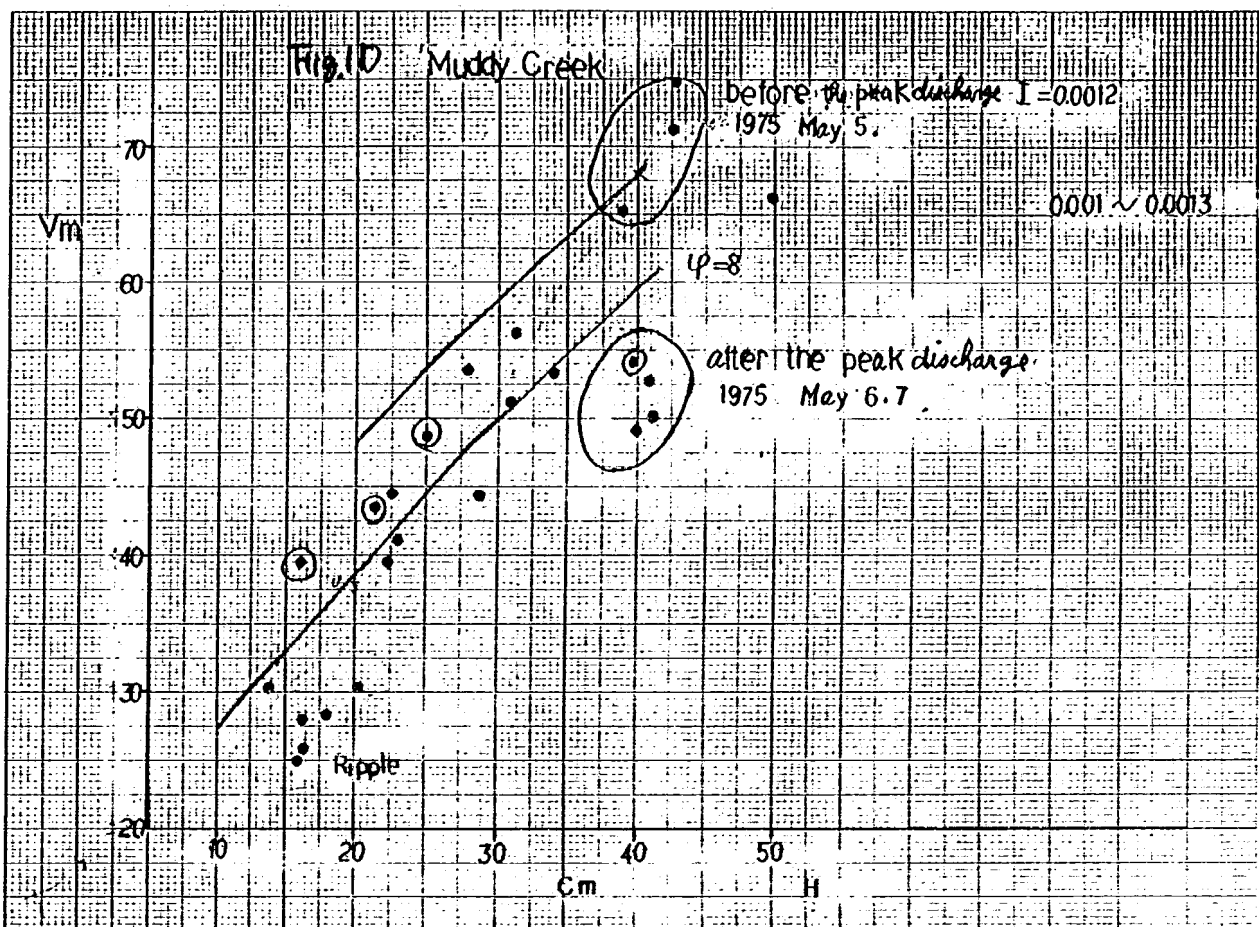
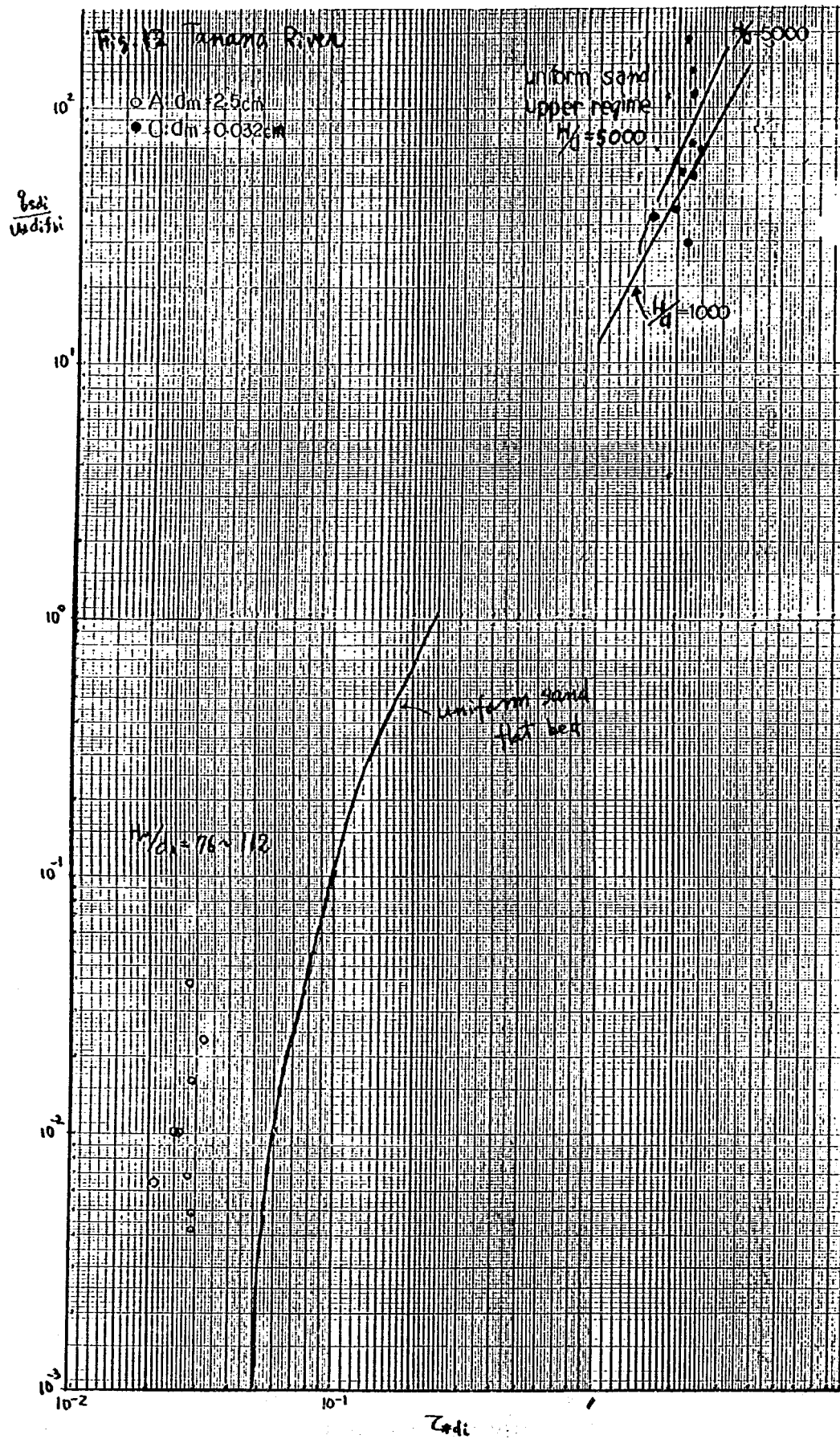
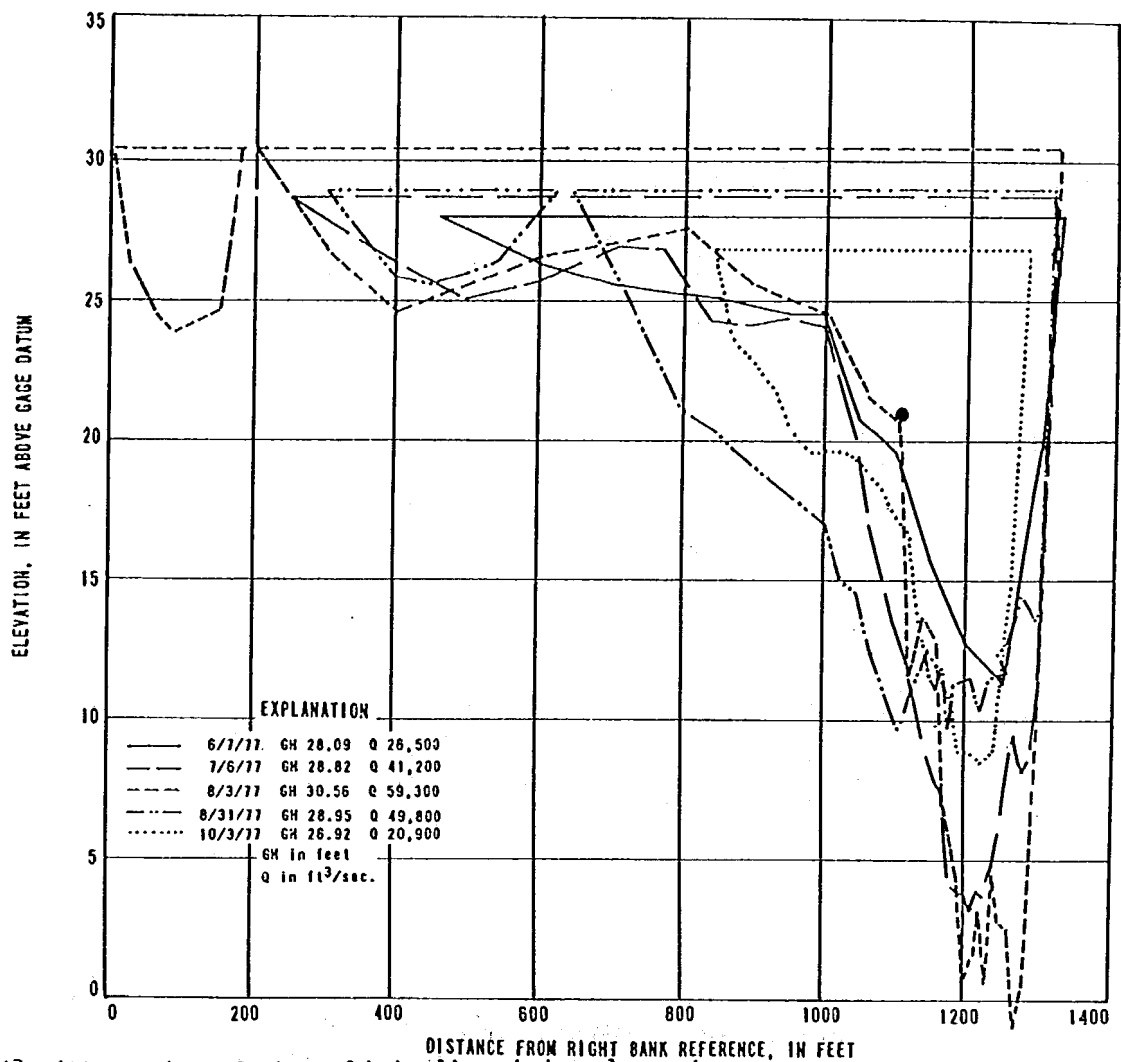


Figure 11. -- Comparison of particle-size distributions of composite bedload and estimated bed material, Tanana River in the vicinity of Fairbanks, Alaska. after reference 11)



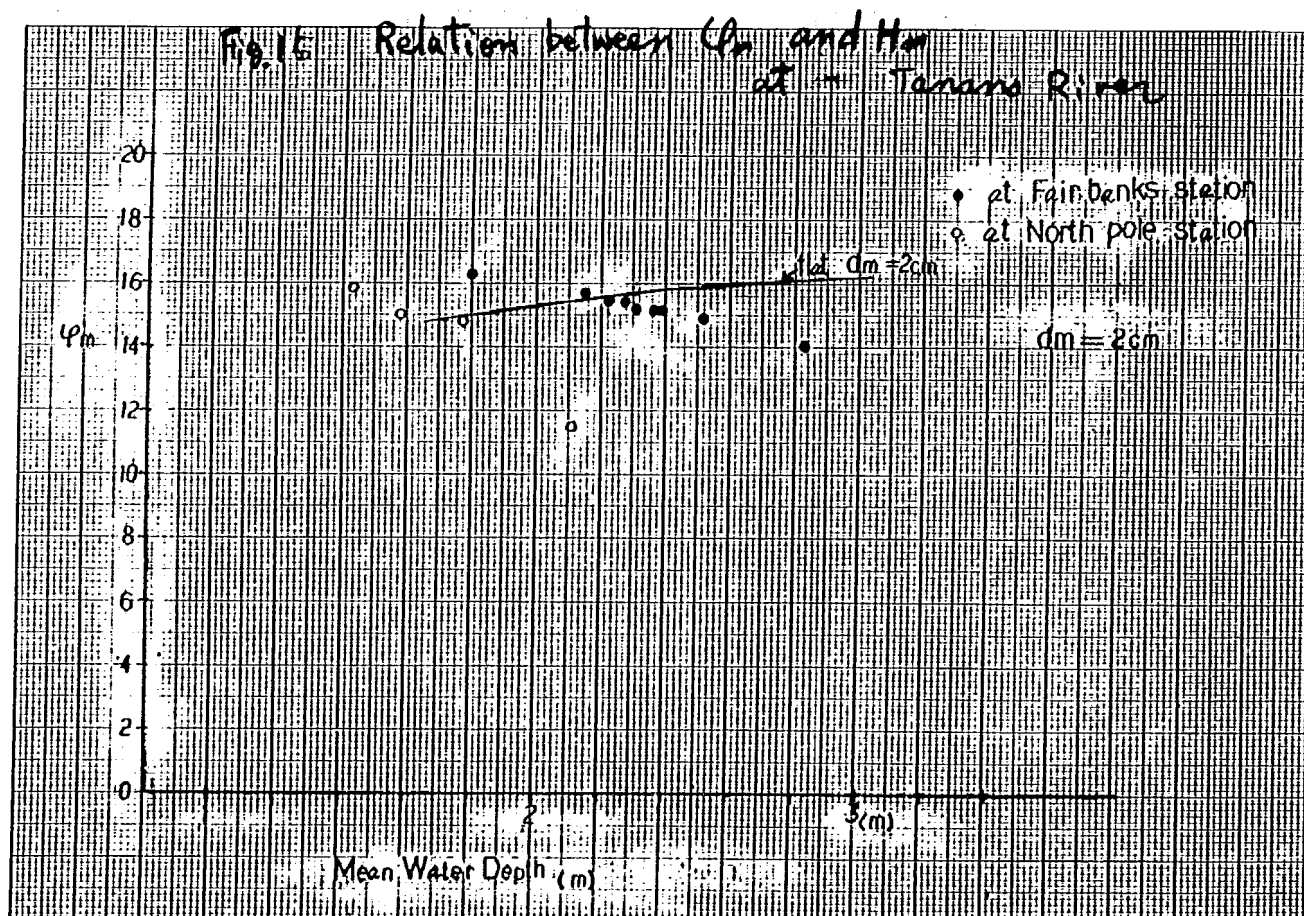
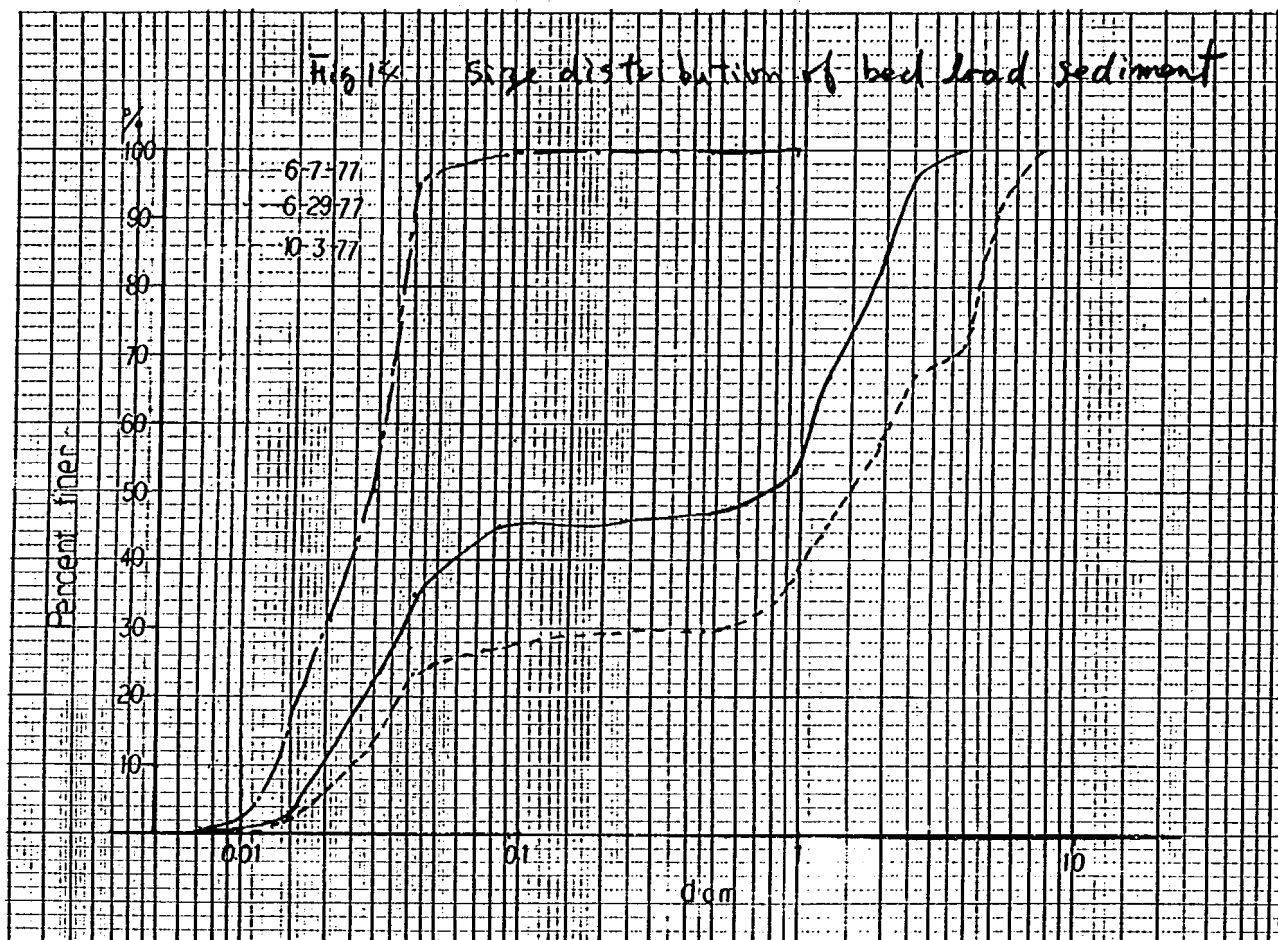


Figure/3.--At-a-station relations of hydraulic and channel geometry, Tanana River at Fairbanks, Alaska.

after the reference 11)

ものより小さい。このわけは、 τ_{*A} を平均水深を使って求めているため、最深部では、この二倍位の掃流力になっていたものと思われる。Fig.13に横断面形を示した。B砂は浮遊砂が多く bed load sampler 入る量は、全量の1割にもみえない。C砂の無次元流砂量 $\frac{q_{sB}}{u_* d_{mB}} \cdot \frac{1}{i_B}$ は、均一砂の場合よりやや多い。

Fig.14は bed load samplerに入った流砂の粒度分布の例を示しておいた。また Fig.15には河床の粗度 ϕ が水深とどういう関係にあるかを示しておいた。



記 号 一 覧 表

B	; 川 幅
d_m	; 平均粒径
d_c	; C 集団の平均粒径
d_B	; B 集団の平均粒径
H	; 水 深
q_B	; 流砂量
q_{SB}	; B 集団の流砂量
u_*	; まさつ速度
τ_{*m}	; 平均粒径に対する無次元掃流力
τ_{*A}	; A 集団の平均粒径に対する無次元掃流力
τ_{*B}	; B 集団の平均粒径に対する無次元掃流力
ϕ	; 流速係数 = V_m / u_*

参 考 文 献

- 1, Culbertson J.K- and Dawdy D.W., 1964. A study of fluvial characteristics and hydraulic variables, Middle Rio Grande, New Mexico, U.S.G.S. water supply paper 1498-F.
- 2, Nordin C.F., 1964, Aspects of flow resistance and sediment, Rio Grande near Bernalillo New Mexico, U.S.G.S. water supply paper 1498-H.
- 3, Nordin C.H. and Beverage J.P., 1965, Sediment transport in the Rio Grande, New Mexico, U.S.G.S. professional paper 462-F.
- 4, 山本晃一, 1976, 相似律の観点から見た移動床の水理〔Ⅰ〕, 土木研究所資料第1154号
- 5, Culbertson J.K., Scott C.H. and Bennet J.P., 1972 summary of alluvial-Channel data from Rio Grande Conveyance channel, New Mexico, 1965-69, U.S.G.S. professional paper 562-J.
- 6, Williams G.P., 1970, Flume width and width depth effects in sediment-transport Experiment, U.S.G.S. professional paper 562-B.
- 7, Leopold L.B. and Emmitt W.W., 1976, Bed load measurments, East Fork River, Wyoming, Proceedings of The National Academy of Sciences Vol73 No. 4, PP.1000-1004.
- 8, Leopold L.B. and Enmett W.W., 1977, 1976, Bedload measurments, East Fork River, Wyoming.

Proceeding of the National Academy of Sciences, Vol.74, No.7,
PP. 2644-2648.

- 9, Mahoney H.A., Andrews E.D., Emmett W.W., Leopold L.B., Meade R.H.,
Myrick R.M and Nordim C.H., 1976, Data for calibrating unsteady-flow
sediment-transport models, East Fork River, Wyoming, 1975, U.S.G.S.
Open-File Report 76-22.
- 10, Andrews E.D., 1977, Hydraulic adjustment of an alluvial stream
Channel to the supply of sediment, East Fork River, Wyoming, Doctoral
Dissertation University of California.
- 11, Emmett W.W., Burrows R.L. and Parks B., 1978, Sediment transport in
the Tanana River in the vicinity of Fairbanks, Alaska, 1977,
U.S.G.S. Open-File Report 78-290.

Table I.

Sediment Transport in the Rio Grande New Mexico by C. F. Vardin and J. P. Devernage
U. S. G. S. Professional Paper 462-F

Date	A m/s	B m	V _m m/s	R m	I ¹⁾	T (°F)	C _o measured All size > 0.062	C _o computed All size > 0.062	d	H/d	U ₊	U ₋	T ₊	q _s 70062 mm	q _s total	Q _s m ³ /d								
Rio Grande at Otowi Bridge, near San Ildefonso																								
1958																								
May 6	20.7	40.2	2.08	2.49	0.0023	59	4960	5310			23.7	10.5		10.2		0.41								
May 12	26.6	39.6	2.14	3.12	0.0024	58	2920	3920			27.4	7.8		7.8		0.29								
May 19	28.8	44.2	2.13	2.86	0.0024	62	834	500			26.9	8.2		8.2		0.15								
May 26	28.3	42.7	2.16	3.11	0.0023	61	2140	2750			26.8	8.1		8.1		0.29								
June 3	24.3	41.2	2.15	2.73	0.0024	62	1240	1710			28.3	8.5		8.5		0.157								
June 9	14.7	39.3	1.96	1.91	0.0022	60	2810	5190			20.2	9.7		7.8		0.288								
June 12	14.2	38.1	1.69	2.19	0.0023	62	942	1690			22.3	7.6		2.4		0.091								
June 17	63.4	34.4	1.29	1.43	0.0063	67	1770	2670			18.0	8.6		1.9		0.064								
? June 24	29.1	77.3	1.02	0.44	0.0013	72	262	1100			7.5	10.6		1.7		0.012								
1959																								
Aug. 8	35.9	36.5	0.93	1.06		73	2210	2910								0.039								
1961																								
Apr. 25	78.6	36.9	1.34	1.62	0.00144	52	819	1300			15.1	8.9		10.7		0.039								
May 2	113	39.0	1.25	2.33	0.00133	57	1180	1540			17.4	7.2		16.8		0.066								
May 17	77.8	35.1	1.53	1.45	0.00159	56	829	1620			15.0	10.2		11.1		0.038								
June 21	25.7	29.6	0.86	1.01	0.00072	76	146	551			8.11	10.2		1.81		0.0034								
July 20	30.9	29.9	0.94	1.10	0.00081	74	210	2000			9.04	10.1		4.72		0.014								
1962																								
Apr. 19	17.0	39.6	1.79	2.39	0.0016	59	2500	3000			21.4	8.4		40.6		0.192								
May 31	41.3	34.1	1.18	1.03	0.00098	59	1540	2620			10.0	11.8		11.9		0.040								
July 2	19.3	33.2	0.76	0.77	0.00092	78	159	445			8.33	9.1		0.94		0.0024								

1) I was measured over a relatively short reach, about 10 to 15 times the channel width, and are representative of the slopes through the point.

Date	Q m/s	B m	V _m cm/s	R cm	I x/10000	T (°F)	C _o	C _o	d	H/d	U _x	φ	Z ₊	g _c	g _d	Q _s m/s				
June 12	19.6	28.8	53.6	51.8	86	73	223	562								0.0029				
June 15	5.2	14.0	63.7	59.1	"	80	2280	3400								0.0068				
June 29	7.6	52.9	49.4	28.3	"	81	402	741								0.0021				
Aug 24	24.8	8.8	56.7	15.8	"	79	68	200								0.00087				
Sept. 7	2.00	92.9	49.6	17.7	"	76	60	183								0.00016				
1957																				
Apr. 29	44.7	28.8	12.7	46.9	86	59	2240	4100								0.069				
May 13	117	82.6	152.4	93.3	"	58	4040	5830								0.257				
May 16	87.2	82.9	157.6	66.8	"	60	3120	5050								0.165				
May 27	82.7	82.6	101.4	74.4	"	64	1730	2810								0.046				
June 11	146	82.6	178.6	99.1	"	65	2610	4140								0.228				
June 24	129	82.6	169.5	92.4	"	73	1290	2460								0.118				
1958																				
May 8	174	82.3	211	112.	80	58	2480	3930	0.032	3605	9.39	22.4	1.7			0.288				
May 13	235	82.6	210	136	80	60	3180	4500	0.029	4688	10.3	20.3	2.28			0.399				
May 27	283	83.2	235	147	80	74	2070	2940	0.029	5049	10.7	21.9	2.45			0.314				
June 4	231	82.9	211	132	83	67	1880	2800	0.028	4724	10.4	20.3	2.09			0.244				
June 10	144	82.3	171	104	74	65	2850	3950	0.034	3075	8.23	21.6	1.82			0.244				
June 13	123	81.7	186	84.4	76	63	1710	3610	0.035	2825	7.80	23.8	1.08			0.168				
June 18	113	81.4	154	90.2	76	67	2930	4390	0.027	3342	8.20	18.8	1.84			0.187				
June 25	171	83.2	198	103.6	80	73	3950	5760	0.035	2909	9.02	22.0	1.44			0.372				
May 21	246	82.3	238	125	79	67	2240	3080	0.037	2886	9.85	24.2	1.62			0.472				
1960																				
Feb. 15	17.0	59.0	77.7	56.1	86	44	940	1270								0.0081				
Apr. 6	59.5	82.0	92.7	78.0	83	59	950	1480			7.99	11.6				0.033				
May 28	46.1	40.5	82.6	104.9	83	65	762	1280			9.20	8.9				0.017				
June 22	57.5	81.7	78.6	87.3	82	74	523	894			8.47	7.3				0.019				
1961																				
Apr. 27	68.2	81.4	96.3	80.5	83	57	1150	1640	0.022	3657	8.11	11.9	1.85			0.039				
May 3	75.2	82.3	101.6	95.1	83	56	1320	2040	0.023	4135	8.81	13.8	2.09			0.073				

[illegible]

Table 2. Summary of Alluvial-Channel Data From Rio Grande Conveyance Channel, New Mexico, 1965-69⁵⁾

U. S. G. S. professional paper 562-J by J. K. Culbertson, C. H. Scott, and J. P. Bennett

1) Prior to Oct. 1, 1965, the concentrations listed in the measured suspended concentration of the sections. Following Oct. 1, 1965, the C₀ was measured at the weir section, N.Y.

Date	Q m ³ /s	B m	H m	V _m m/s	I x 10 ⁻⁴	T °C	d ₅₀ bed mm	U _{cp} cm/s	C ₀ ²⁾ tail ppm	C 70-125 ppm	g _s	M ₆	Z ₆	% _{sed}	φ	Fr					Bed Configuration
Aug. 25 1965	3.6	27.7	0.28	0.457	7.74	27	0.2	4.52	2500			1400	0.63		10.1						(Ripple)
Aug. 25	0.6	20.7	0.058	0.491	5.4	29	0.24	4.33	2500			1475	0.48		11.3						(")
Sept. 23	4.63	27.3	0.424	0.500	5.2	20	0.24	4.65	1180			1767	0.56		10.8						Pure
April 1	6.09	28.0	0.869	0.494	6.6	13	—	4.91	790						10.1						transition
April 1	5.09	21.6	0.454	0.518	4.7	17	—	4.58	750						11.3						Pure
June 4 1966	7.08	27.1	0.476	0.549	6.4	26	0.22	5.49	1100			2164	0.85		10.0						Do
Mar. 19 1965	2.91	22.3	0.634	0.701	4.9	8	0.21	5.52	1200			3019	0.90		12.7						Do
Mar. 18	13.7	22.3	0.677	0.095	6.6	10	0.23	6.62	1200			2943	1.18		10.5						Do
Oct. 29	4.2	21.3	0.826	0.807	5.4	10	0.22	6.63	1100			2734	1.24		12.1						Do
Oct. 28	10.7	28.0	0.494	1.09	7.0	16	0.16	6.86	1200			3087	1.83		12.6						Flat
Feb. 18	15.2	27.4	0.697	0.989	6.0	6	0.22	6.10	1000			2713	1.05		15.4						Transition
Feb. 9	16.2	22.3	0.646	1.06	4.8	7	0.18	6.62	1000			3688	1.05		19.2						Flat
Jan. 5	16.4	22.5	0.697	0.885	6.9	—	—	6.29	1000						12.6						Pure
Mar. 4	16.7	30.2	0.701	0.847	6.3	4	—	6.67	2300						10.9						Transition
Mar. 5	16.7	22.6	0.725	1.05	4.8	5	—	6.83	2300						18.0						Flat
Apr. 16	20.2	22.6	0.753	1.19	5.1	13	0.19	6.13	1400			3963	1.22		19.4						Flat
June 10	20.4	22.9	0.881	0.944	6.4	17	—	7.27	2200						11.2						Pure
April 20	20.9	22.8	0.799	1.11	4.6	14	—	6.03	3200						12.4						Flat
May 17	22.5	22.2	1.21	0.805	5.5	19	0.25	8.05	3600			4840	1.60		10.0						Pure
May 23 1968	23.1	22.7	0.972	0.829	6.1	18	0.24	7.61	3400			4050	1.49		10.9						Do.
Feb. 1, 1966	20.2	28.0	0.652	1.27	6.4	2	0.17	6.31	2100			3885	1.49		19.8						Flat
Feb. 10, 1966	20.2	22.3	0.811	1.29	5.1	4	0.18	6.89	2100			4505	1.40		20.2						Do.
May 17, 1965	23.6	22.5	0.875	0.805	6.1	17	0.24	7.25	3600			3645	1.35		11.1						Pure
May 23, 1968	23.0	21.0	1.32	0.915	6.2	19	0.24	9.05	3800			5300	2.11		10.0						Do.
April 29	25.4	29.9	0.902	0.945	6.0	15	—	7.27	3900						13.0						Do.
April 5 1965	22.7	30.2	1.02	0.890	6.6	13	0.22	8.17	2000			4636	1.88		12.9						Pure
June 25	22.3	22.9	1.27	0.978	5.9	22	0.24	8.68	2800			5272	1.90		11.4						Do.
Jan. 5	20.3	22.3	0.957	1.03	5.2	3	0.20	6.93	3500			4785	1.49		19.2						Flat
May 12	22.7	22.8	0.902	1.07	6.3	12	0.21	7.48				4295	1.65		14.3						Transition

() is Tapered K.S.B.

[illegible]

Table 3, • East Fork River, Wyoming, Summary of Sediment-Transport parameters ¹⁾

I

date	Q ^a m ³ /s	H ^a m	I x 1/1000	B m	V _m m/s	U _{*_c} cm/s	L _p	B/H _m	F _r	Q _S t. m ³ /s x 1/1000	Q _{SS}	d _{max} B	d _{max} SS	d ₅₀ B cm	d ₅₀ SS	d ₁₀ B cm	Q _S / Q _{SS}	T _{SS}	H _{1/10}								
5/26/73	16.1	1.04	0.7 0.84		1.06	845 9.75	12.6			74.6		1.6		0.136		0.175	0.06 0.045	0.25 0.20	594								
5/28/73	6.50	0.55	0.7 0.84		0.81	614 6.72	12.2			0.88																	
5/29/73	16.30	0.89	0.7 0.84		0.84	64 7.01	12.2			0.42																	
6/01/73	16.1	1.04	0.7 0.84		1.06	845 9.75	12.5			7.71		1.6		0.045		0.054	0.158 0.14	0.87 0.98	1926								
6/02/73	17.8	1.11	0.7 0.84		1.09	873 9.66	12.5			8.92		2.8		0.074		0.095	0.108 0.10	0.60 0.60	1219								
6/03/73	16.8	1.06	0.7 0.84		1.07	853 9.34	12.6			9.13		2.8		0.071		0.091	0.118 0.11	0.49 0.67	1164								
6/06/73	11.3	0.81	0.7 0.84		0.96	745 8.16	12.9			5.05		1.13		0.056		0.07	0.097 0.088	0.49 0.59	1157								
6/07/73	15.9	1.03	0.7 0.84		1.06	841 9.21	12.6			29.88		2.8		0.060		0.075	0.067 0.014	0.58 0.70	1412								
6/08/73	19.2	1.17	0.7 0.84		1.19	896 9.81	12.2			23.0		1.13		0.092		0.125	0.074 0.067	0.40 0.48	936								
5/25/74	53.4	0.48	0.7 0.84		0.76	574 6.29	12.2			2.13		1.13		0.054		0.066	0.066 0.051	0.31 0.37	727								
5/24/74	9.92	0.78	0.7 0.84		0.92	731 8.0	12.6			4.2		2.8		0.059		0.068	0.63 0.57	0.49 0.67	1022								

[illegible]

Date	Q^2 m ² /s	H_m m	I X/Y ₁₀₀	B m	V_m m/s	U_m cm/s	U_p		Q_s cm ³ /s X Y ₁₀₀	d_{max} B cm	d_{50} B cm	d_{60} B	Q_p ft ³ /sec	T_{sed}	H_p ft				
6/6/75	10.0	0.74	0.7 0.84		0.92	7.12 7.80	12.9		32.9	1.13	0.116	0.142	0.21 0.28	0.22 0.26	521				
6/05/75	10.7	0.98	0.7 0.84		0.94	7.31 8.0	12.9		36.9	1.13	0.126	0.16	0.22 0.29	0.21 0.25	587				
6/06/75	20.0	1.21	0.7 0.84		1.13	9.11 9.98	12.4		118.4	1.13	0.136	0.17	0.26 0.37	0.23 0.26	711				
6/09/75	24.2	1.40	0.7 0.84		1.21	9.8 10.73	12.4		72.8	1.6	0.228	0.16	0.50 0.45	0.27 0.44	875				
6/09/75	24.2	1.08	0.7 0.84		1.20	9.73 10.65	12.3		81.8	1.6	0.195	0.17	0.19 0.17	0.34 0.41	811				
6/10/75	14.4	0.96	0.7 0.84		1.03	8.12 8.89	12.6		19.0	0.8	0.111	0.135	0.12 0.11	0.30 0.26	711				
6/11/75	10.1	0.75	0.7 0.84		0.92	7.17 7.89	12.8		4.17	1.13	0.107	0.13	0.043 0.061	0.24 0.29	576				
6/13/75	10.8	1.02	0.7 0.84		1.06	8.06 9.15	12.7		10.5	0.8	0.08	0.063	0.20 0.18	0.69 0.83	785				
6/14/75	25.7	1.44	0.7 0.84		1.22	9.15 10.02	12.3		95.7	1.13	0.127	0.165	0.22 0.21	0.21 0.27	872				
6/15/75	29.0	1.57	0.7 0.84		1.27	9.23 10.22	12.6		145.0	1.6	0.105	0.135	0.26 0.23	0.40 0.48	1163				
6/16/75	30.3	1.62	0.7 0.84		1.28	10.5 11.50	12.1		160	1.6	0.119	0.160	0.27 0.25	0.43 0.52	1012				

[illegible]

Table 4.

Summary of Sediment Transport Parameter, Muddy Creek 9)

Sediment loads were measured by Holley Smith with 3-inch square orifice

$I_{sc} = 0.0012$
 $I_s = 0.0010 \sim 0.0013$
 oral communications
 by E.D. Andrews, and C.F. Nordin

Date	Q cfs	H cm	B m	Vm cm/s	estimated Q	Q ₄ cm/s	Q ₅ cm/s	d ₅₀ mm	Q ₄ cm/s	Q ₅ cm/s	H ₄ cm	H ₅ cm	Red configuration
4-6-75	151	127		204	8	380	7.83	0.5	0.046	0.17	274		Ripple
4-6-75	151	127		204	8.5	358	8.43	0.56	0.043	0.14	329		
4-14-75	175	138		250	8.5	294	2.25	0.48	0.016	0.11	329		
4-15-75	204	162		280	8.0	338	7.31	0.56	0.038	0.13	289		
4-16-75	192	164		256	8.0	320	6.67	0.53	0.051	0.11	309		
4-21-75	180	159		260			2.81	0.39					
4-22-75	202	180		283			2.81	0.34					
4-23-75	282	204		30.2			1.74	0.32					
4-23-75	282	204		30.2			2.81	0.42					
4-24-75	302	222		39.6			1.24	0.22					
4-25-75	382	287		44.5	9	494	20.2	0.64	0.063	0.24	448		
4-26-75	582	287		44.5	9	494	25.3	0.75	0.068	0.20	382		
4-26-75	729	30.8		51.2	9	5.67	41.6	0.55	0.13	0.36	560		
4-27-75	849	34.1		53.3			29.7	0.30					
4-27-75	849	34.1		53.3			17.7	0.33					
4-27-75	849	34.1		53.3			15.2	0.32					
4-28-75	453	22.9		41.1	9	4.57	73.1	0.56	0.29	0.23	408		
4-29-75	464	22.5		44.5	9	4.94	100.1	0.56	0.36	0.27	402		
4-29-75	464	22.5		44.5	9	4.94	101.6	0.59	0.62	0.26	381		
4-30-75	591	28.0		53.6	8	6.70	133.4	0.58	0.35	0.47	480		
5-1-75	708	28.0		53.6	8	6.70	135	0.58	0.35	0.47	480		
5-1-75	589	24.9		42.8	8	6.10	102	0.60	0.50	0.38	415		
5-1-75	594	24.9		42.8	8	6.10	268	0.60	0.73	0.38	415		
5-2-75	824	31.1		56.1	8	7.01	103	0.61	0.32	0.50	509		
5-2-75	824	31.1		56.1	8	7.01	109	0.61	0.31	0.50	509		
5-2-75	824	31.1		56.1	8	7.01	215	0.50	0.61	0.61	622		
5-3-75	1528	42.7		74.7	8	9.34	357	0.66	0.58	0.81	650		
5-3-75	974	40.8		52.6			156	0.44					
5-4-75	1299	42.7		66.1	8	7.34	624	0.69	1.23	0.48	720		
5-5-75	1044	42.7		71.3	8	8.91	341	0.83	0.73	0.59	1514		
5-5-75	1044	42.7		71.3	8	8.91	635	0.85	0.83	0.58	502		
5-5-75	1044	42.7		71.3	8	8.91	680	0.80	0.95	0.61	534		
5-6-75	1189	38.7		65.2	8	8.15	229	0.82	0.22	0.47	439		

date	a 1/8	H cm	B m	Vm cm/s	Estimated d	U*	qs	dso		qs/ Udso	Tdso	H/ dso							
5-6-75	1184	41.7		65.2	8	8.15	135	0.94		0.18	0.43	4.11							
5-7-75	1081	41.1		60.0	9	6.66	53	0.72		0.13	0.23	5.70							
5-7-75	1081	41.1		60.0	9	6.66	107	1.08		0.18	0.18	6.80							
5-7-75	1081	41.1		60.0	9	6.66	121	0.94		0.23	0.20	4.07							
5-8-75	900	39.1		49.1	9	5.46	174	0.76		0.49	0.28	6.13							
5-8-75	891	39.9		49.1	9	5.46	124	0.76		0.30	0.24	5.25							
5-8-75	891	39.9		49.1	9	5.46	132	0.89		0.27	0.21	4.44							
5-9-75	985	39.6		54.3	8.5	6.09	204	0.54		0.68	0.46	7.00							
5-9-75	985	39.6		54.3	8.5	6.09	179	0.53		0.53	0.46	7.47							
5-9-75	971	39.6		54.3	9	6.03	223	0.83		0.45	0.27	4.77							
5-23-75	425	21.3		40.6	9	4.94	178	0.62		0.59	0.23	6.43							
5-23-75	425	21.3		40.6	9	4.94	146	0.63		0.48	0.23	6.08							
5-23-75	425	21.3		40.6	9	4.94	106	0.61		0.46	0.24	6.29							
5-30-75	297	16.8		39.6	9	4.40	118	0.54		0.49	0.22	2.92							
5-30-75	297	16.8		39.6	9	4.40	102	0.53		0.44	0.22	2.98							
5-30-75	297	16.8		39.6	9	4.40	624	0.54		0.26	0.22	2.92							
6-20-75	1412	42.5		62.7	8	7.96	501	0.73		0.86	0.53	6.64							
6-20-75	1412	"		62.7	8	7.96	552	0.83		0.83	0.47	6.84							
6-20-75	1412	"		62.7	8	7.96	579	0.71		0.70	0.55	6.97							
7-11-75	1582	52.4		62.4	8	7.93	800	0.70		0.69	0.55	7.48							
7-11-75	1582	52.4		62.4	8	7.93	556	0.69		1.01	0.55	7.59							
7-31-75	1188	41.5		58.2	8	7.28	203	0.60		0.65	0.55	6.91							
7-31-75	1188	41.5		58.2	8	7.28	222	0.77		0.58	0.43	5.38							
7-31-75	1188	41.5		58.2	8	7.28	300	0.65		0.65	0.51	6.08							
8-7-75	920	32.3		52.4	8	6.55	282	0.73		0.58	0.37	4.52							
8-7-75	920	32.3		52.4	8	6.55	199	0.73		0.42	0.37	4.52							
8-17-75	651	25.9		42.6	9	4.94	193	0.70		0.50	0.27	4.52							
8-17-75	651	25.9		42.6	9		182	0.70		0.57	0.21	6.70							
8-17-75	651	25.9		42.6	9		164	0.60		0.54	0.21	6.70							
8-31-75	408	16.2		38.7	9	4.00	663	0.63		0.34	0.18	2.57							
8-31-75	408	16.2		38.7	9	4.00	104	0.63		0.38	0.18	2.57							
8-31-75	408	16.2		38.7	9	4.00	104	0.65		0.37	0.18	2.57							

Table 5, ° Tanana River: in the Vicinity of Fairbanks, Alaska, Summary of Sediment-Transport parameters "1)

~~A: $100 \times 16 \times 165 \text{ mm}$ (67%) C: $10 \times 15 \times 165 \text{ mm}$ (28%) D: $10 \times 15 \text{ mm}$ (3%) A: $d = 2.5 \text{ mm}$, ($\therefore d_p = 0.02 \text{ mm}$)~~

1) Smallest Sieve Size that large particle passed

[illegible]

4 編 河川の平面形特性区分における川幅水深比の役割

〔1〕 は じ め に

筆者は土木技術資料2 1 - 1¹⁾、および土木研究所資料第1416号²⁾において、河床材料から見た河道特性について述べた。本報告では、上述の結果を踏まえた上で、河道の平面形特性について述べてみたい。

河川には、大扇状地を流下する河川のように出水時にはほぼ直線状の水路を流下するが、平水時には、水路は分離、結合を繰返す網状流を持つ河川、中流部で典型的に見られるうねうね蛇のようにまがった河川、また水路の中に島を持つ河川等、種々の平面形態がある。

このように河川の平面形態の違いを作る要因は何であろうか。また一般に河川の平面形態は河川の地形学的区分（扇状地、中間地、デルタ等）との関連において説明されることが多いが、それで十分なのであろうか。

河道の平面形とその変動特性が河床に発生する中規模河床波と密接な関係があることを指摘し、その関係を詳しく報告したのは木下良作博士であるが³⁾、それらの成果が河川技術者に理解され、河川工学的に利用されるようになったのは最近のことである。その原因は、いくつか上げられるが、河川工学における力学主義と構造物主義の風潮が、河川技術者に生きた河を自分の感性（経験）を通して理解しようとする努力をさまたげたと思われる。本論では木下氏の研究成果を踏まえた上で、河道平面形、変動特性が河の川幅水深比 B/H とどのような関係があるのかを述べてみよう。

〔2〕 中規模河床波の発生域とそのスケール

河道に存在する中規模河床波（^{注1)}一般には砂礫堆と呼ばれているが、砂河川でも発生することを考えると別の呼び名で呼んだ方が良いのかも知れない。しかしこの河床波に対する適切な呼び名が日本語にはない。）は、河道の平面形やその平面形変動特性、河の瀬と淵の位置などと密接に関連している。したがって河道の平面形態を論じる場合、そこに発生している中規模河床波、別の言葉で言えば、瀬と淵と河道の平面形との関係を深く認識することから始めるべきである。

ここでは初めに、中規模河床波の発生条件、そのスケールを実験結果、実河川資料より述べてみよう。

相似律の観点から見ると中規模河床波の発生条件は、直線水路で流れが定常流、また底質材料が均一砂であり、比重が2.6～2.7の場合には、砂粒レイノルズ数 $u_* d / \nu$ 、無次元掃流力 $\tau_* = u_*^2 / s_{gd}$ 、相対水深 H/d 、川幅水深比 B/H の四量によって決まると考えられる。この内、砂粒レイノルズ数の効果は河床材料が0.03cmより大きい場合には他の三量に比較して小さくなく無視しえると考えられる。Fig. 1 は多くの実験資料より中規模河床波（交互砂州）の発生域を示したものである。ここで点線内が中規模河床波の発生域である。本図より B/H が大きくなると交互砂州の発生域が増加していくのがわかっていく。 B/H が50以上の場合には資料数が少なく、その発生域を

示すことができないが、 B/H が大きくなるにつれてその発生域が増加していくものと考えられる。ただし B/H が60前後になると中規模河床波の形態が交互砂州から複列砂州に変化しはじめる。この単列から複列に変化する時の B/H の値は、非常に幅の広いもので50～100位の間で散らばっている。(ただし $\tau_* = 0.04 \sim 0.4$, $H/d = 3 \sim 100$ の条件で)なおこの限界の B/H は H/d が小さいほど小さいようである。

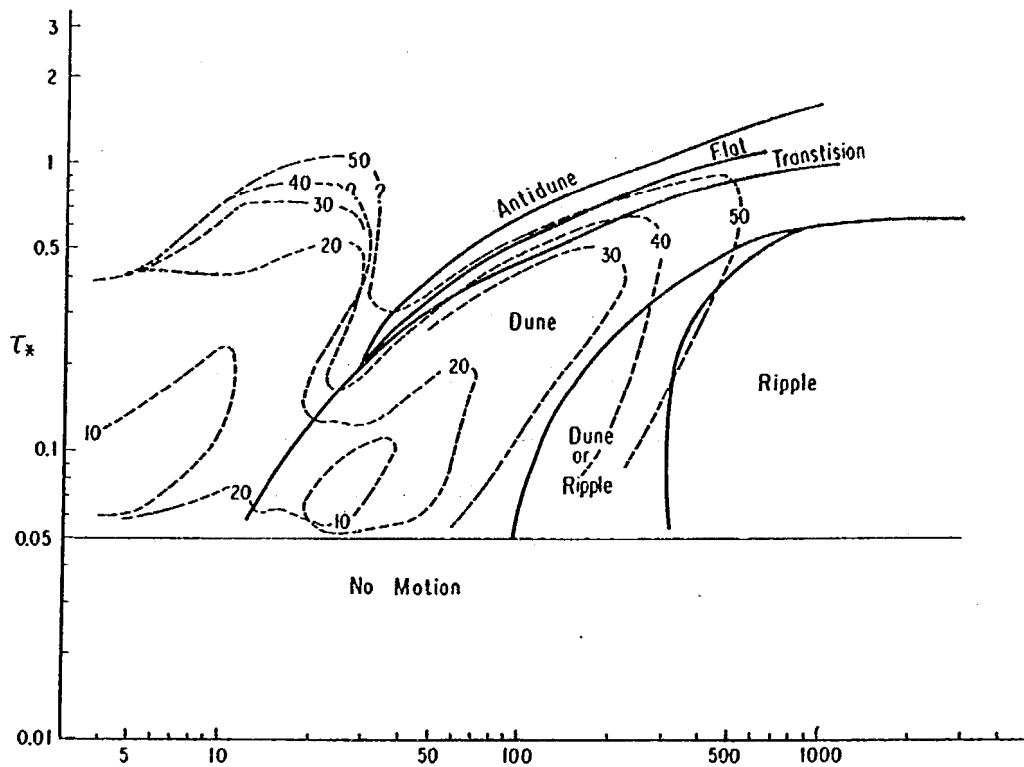
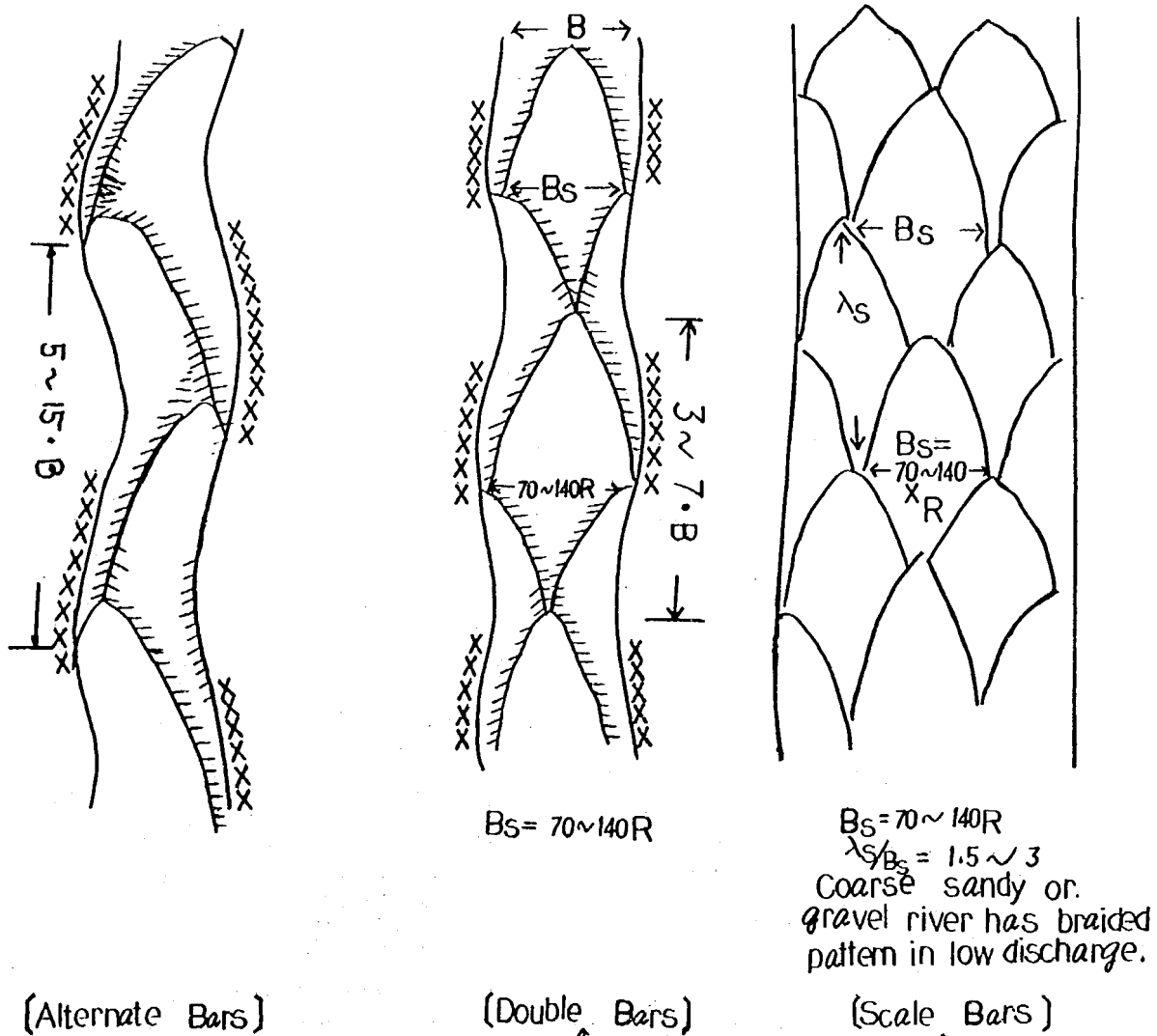


Fig 1 中規模河床波の発生域

河床に発生する中規模河床波が交互砂州であるか複列砂州であるかによって河道の平面形、変動特性が変わり、従ってそれらに応じる河道平面計画は違ったものになる。この限界の B/H を知ることが重要な意義を持つと言えよう。Fig. 2 は日本の一級河川の平均年最大流量時(ほぼ低水路満杯時)における水理量を使って河床に発生している中規模河床波が交互砂州であるか多列砂州(複列砂州以上)であるかを調べたものである。(交互砂州であるか複列砂州であるかの判断は航空写真、横断図、平面図等によって筆者が判断したが、その判断はかなり主観的なものである。)これによるとほぼ B/H が100以上であれば粒径、勾配によらず河床の中規模河床波は多列砂州と考えて良い。なおこの100という値は筆者が河口近くの河道形態を調べた時も⁴⁾、また、深見による調査結果⁵⁾もほぼ同一の結果となっており、かなり普遍的な値と考えられる。(ただし日本の一級河川という範囲においてであるが。)ところで B/H が100近くで交互砂州から複列砂州に変わるといのは、気候、植生、地形発達史の違う外国の河川でも正しいのだろうか。筆者はそれらを実証する多くの資料を持っていないが、ミズリー河($i = 1/6560$, $B/H = 170$, $dm = 0.02mm$, $\tau_* = 1.6$, $H/d = 17600$)で河の中に島を持つこと⁶⁾、Fig. 2 に示したがNiger河やBenue河⁷⁾

Fig. 2

Typical Patterns of Alternate Bars and Multiple Bars.



Middle Loup 河⁸⁾では多列の砂州を持つことを見ると $B/H=100$ 前後というのはある程度普遍性を持っているものと考えられる。Fig. 4 はカナダのアルバータ州を流れる河川（ほとんど自然河川）の河道形態を、河の中にどのような島（通常植生があり、大出水にしか冠水しない）があるかを中規模河床波の形態と伴に 2 年洪水時の B/R との関連において調べたものである。本資料によると粒径によらず $B/R=40$ 以下では河道の中に島が存在せず、40 以上では河道の中に時おり島が存在するようになる。また B/H が 80 前後で、河道内に Mid channel bars が支配的となる。このように島の発生状況も粒径によらず B/H によってほぼ決まってしまうということは、島の発生が中規模河床波の発生と密接に関係しあっていると考えられることより、河道の中規模河床波の状況が B/H によってほぼ決まってしまうことを示そう。

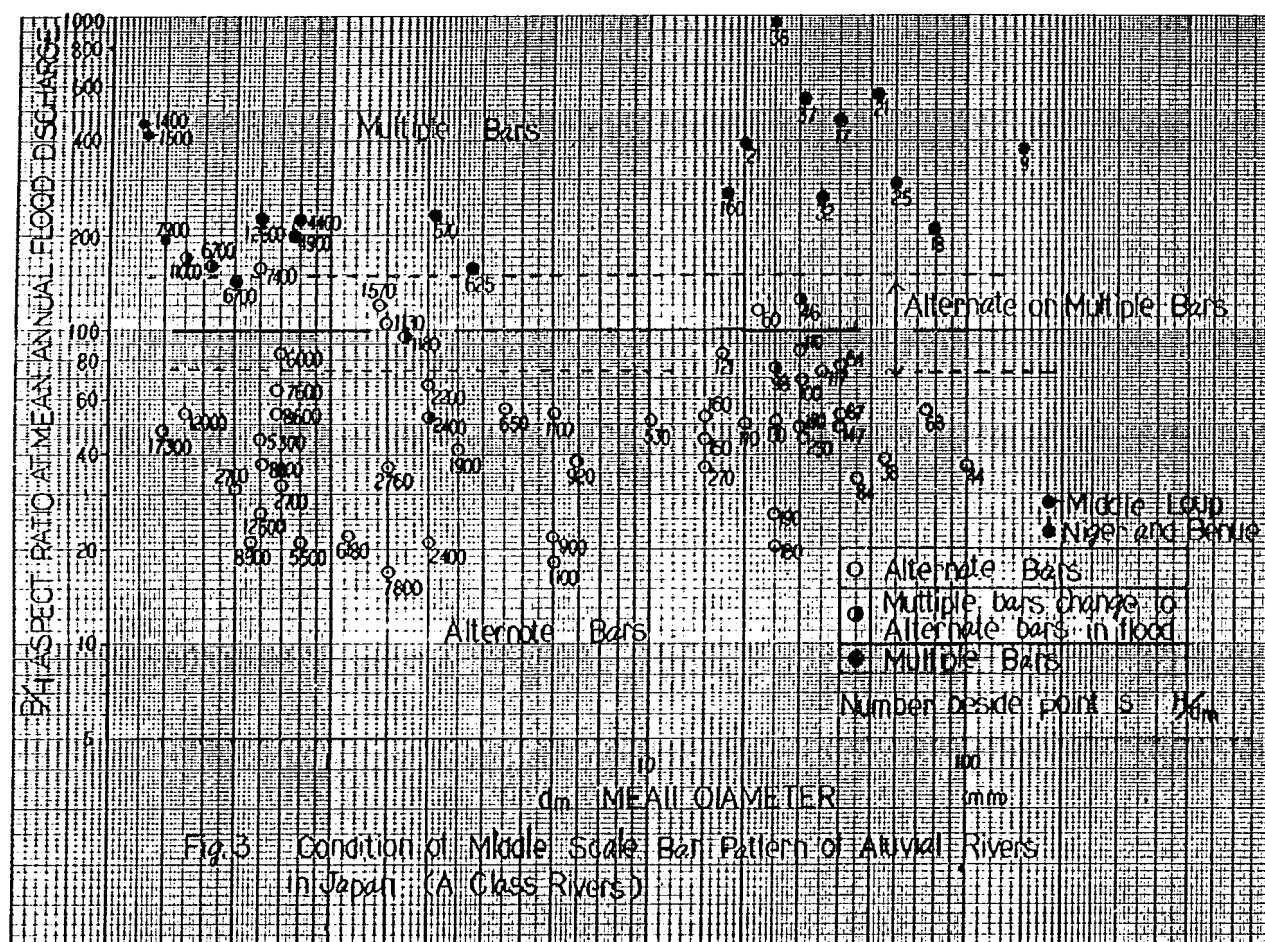
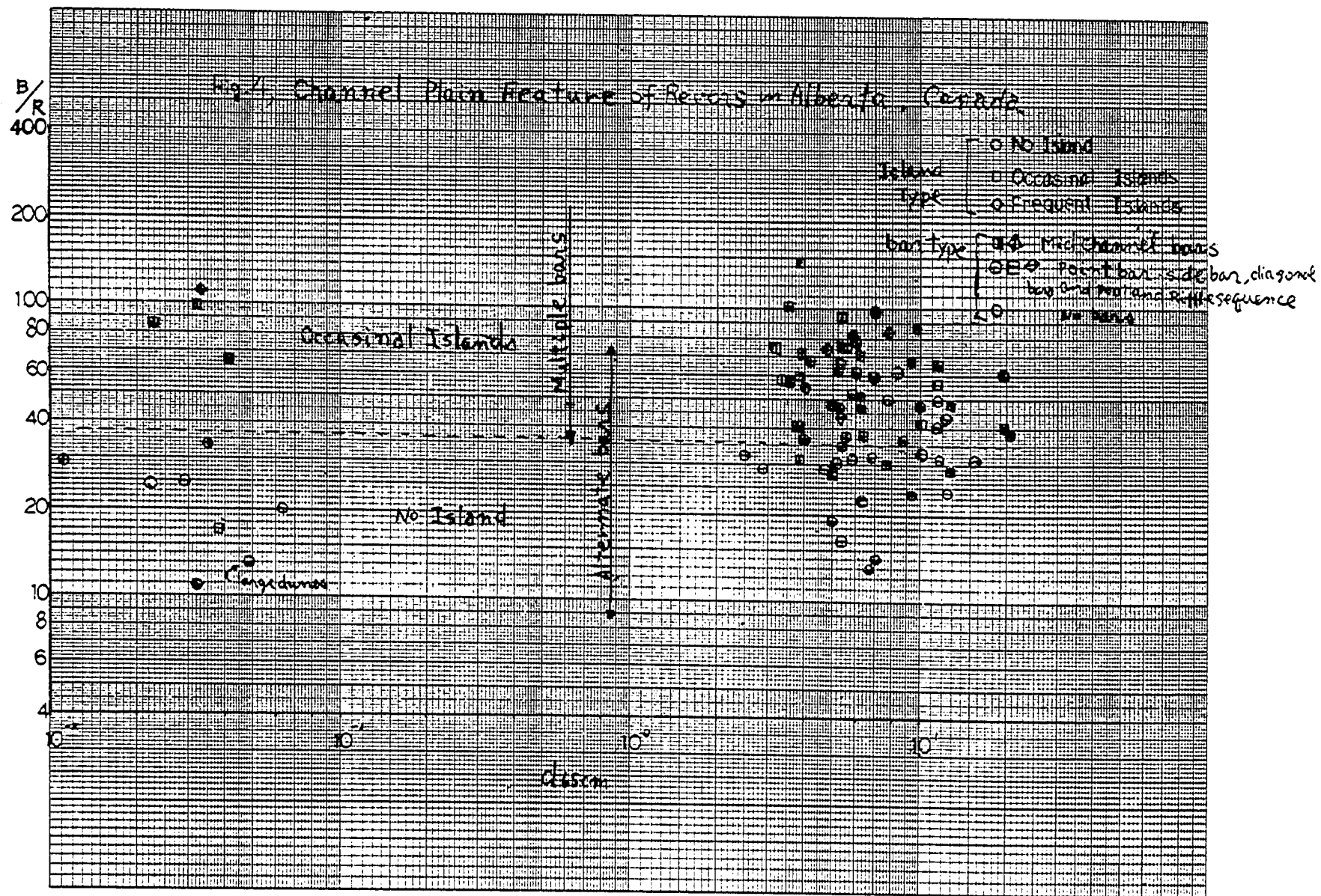


Fig. 3 Condition of Middle Scale Bar Pattern of Alluvial Rivers in Japan: (A Class Rivers)

次に中規模河床波のスケールについて論じてみよう。中規模河床波の大きさは Fig. 3 に示されるように交互砂州の場合、波長は川幅の 5 倍から 15 倍ぐらいであり、その変動幅は非常に広い。一般に河床が低下傾向のある所で長く、堆積傾向の所で短いようだ。複列砂州の長さは、川幅の 3 ~ 7 倍であり、幅は（平均年最大流量時の）水深の 70 ~ 140 倍である。また多列砂州の場合も幅は図示するように水深の 70 ~ 140 倍であり、波長 λ_s は幅 B_s の 1.5 から 3 倍である河川が多い。なお砂河川では洪水時には交互砂州的であるものが水位低下に伴う B/H の増加によって複列的に変化する河川もある。多列河川では大出水時には、砂州のスケールが増大する傾向にあり、場



合によっては列数が減少し、河岸の水あたりが強くなることもある。河川工学的にはこの列数の変化が、河道の三次元的形状の質的变化点であることを認識しておく必要があり、どのような状態で変化が起るか、つまり洪水に対する中規模河床波の応答性を知ることは重要な課題である。

〔3〕 中規模河床波と平面形

日本の河川は、ここ400年間の間に、沖積地の農地開発のために、うねうね曲がった河道を直線化し、河道が元の自然状態にもどろうとする力を護岸等で防いできた歴史を作っており、自然河川では無く半人工的河道であると言って良い。それゆえ、本来洪水が持っている力がどのような河道を作るかを知るには適した所であるとは言いがたい。しかしながら河川に護岸等があったとしても、護岸が水路の両側に作られているので無いかぎり、河川はその河を流下する洪水の力に合わせて、かなり早い時期に水路の幅等を調節するらしい。ここでは護岸、あるいは谷壁によって河川の移動が制限されている場合も含めて、河床の蛇行度（水路のまがりぐあい）と中規模河床波の関係について述べる。（粒径の細かい河川では明確な中規模河床波が発生しない場合が多々ある。しかしながら水路内には、中規模河床波のスケールに担当する深掘れ部を持っていることが多い。したがってここでは上述のような場合も含めて、また point barを含めて中規模河床波ということにする。）

河道の蛇行程度を表現する用語に統一的なものがあるわけではなく、各々の研究者によってまちまちの表現がなされている。数例を上げれば Schumm S.A.¹⁰⁾ による Tortuous, Irregular, Regular, Transitory, Straight, という蛇行形態の分類、その他, Chitale S.V.¹¹⁾ (1970), Kellerhals R, Neill C.R, Bray D.I.⁹⁾ (1972) 等による同様の分類、前述の分類と多少違った視点、中規模河床波と蛇行形態の関連から分類した木下³⁾の蛇曲、迂曲という蛇行の形態区分などがある。いずれにしても蛇行程度をある特定の蛇行分類に特定することは簡単なことではない。したがってここではまず初めに蛇行形態を特定の分類分けをすることなく、蛇行程度を表わす蛇行度 S (Sinuosity) と他の蛇行特性および中規模河床波の存在形態との関連性についてまず述べよう。なお蛇行度は谷長に対する水路長の比であり、一般的には蛇行度が1.3より小さければ straight channel, 1.3~2は lower-sinuosity meandering channel, 2~3.5は highly-sinuosity channel と言えよう。

ところで蛇行度 S は、河道の平面形の指標として適切であるかまず検討してみよう。蛇行形態の他の指標として Meander belt の幅（蛇行の振幅） a と蛇行波長 λ の比 a/λ が S とどういう関係にあるかを見たのが Fig. 6 である。これによって蛇行度 S はまた蛇行の波形勾配を一義的に決めてしまう指標であることがわかる。つまり蛇行度が同一であるとは、 λ が川幅 B に比例するためそのまがりぐあい、スケールが川幅 B に対してほぼ相似であることを示している。

次に蛇行度 S と中規模河床波の存在状態との関係を調べてみよう。

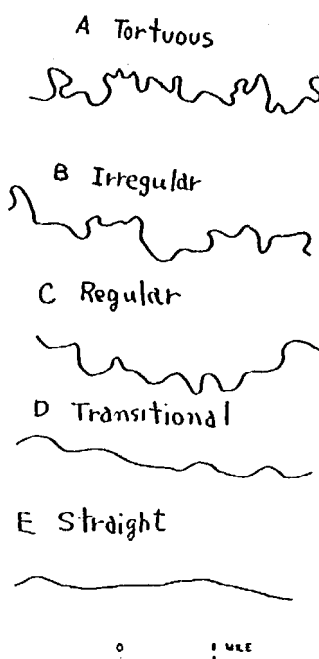
蛇行度 S が 1.4 より小さい河川で、 B/R が小さく多列にならない河川では、河道の一蛇行内に、二つの pool (淵) を持ち、中規模河床波は、Fig. 7 に示されたような形で存在する。したがって蛇行長は、中規模河床波のスケールに相当する長さとなり河幅の 6~15 倍となる。

B/R が 100 以上になると、河道内に多列の Bar が発生するため、一般に蛇行度は小さく直線状の河道を持つ。 B/R が 80~150 程度で、Bar の形成をコントロールする岩や、河川構造物が無い場合には、河道には複列の砂州が発生し、Fig. 2 に示すように水路幅が広い所、狭い所が繰り返すような水路となり、大出水時には狭い所が掘れ、拡幅部は堆積する。出水が無い場合や、下刻傾向の河川では、拡幅部の Bar の高い所に草や柳が生え、島状になり大出水でも動かなくなることがある。

蛇行度 S が 1.4 より大きい場合には、水路の蛇行と中規模河床波の存在形態に質的な差があらわれ、一蛇行内に 3 個以上の pool を持つようになる。つまり蛇行の振幅が大きくなるにつれて、中規模河床波はその長さを保つことができなくなり分裂を始め、木下の言う C 型接続の砂州が発生する。より蛇行度が増すと一蛇行内に 4 つあるいはそれ以上の pool を持つようになる。pool と pool の間の距離は平均的に見れば川幅の 5~6 倍程度であり、蛇行の振幅が増加し、pool と pool の間の距離が川幅の 10 倍程度になると分裂が始まり新たな副次的な pool が発生するようである。

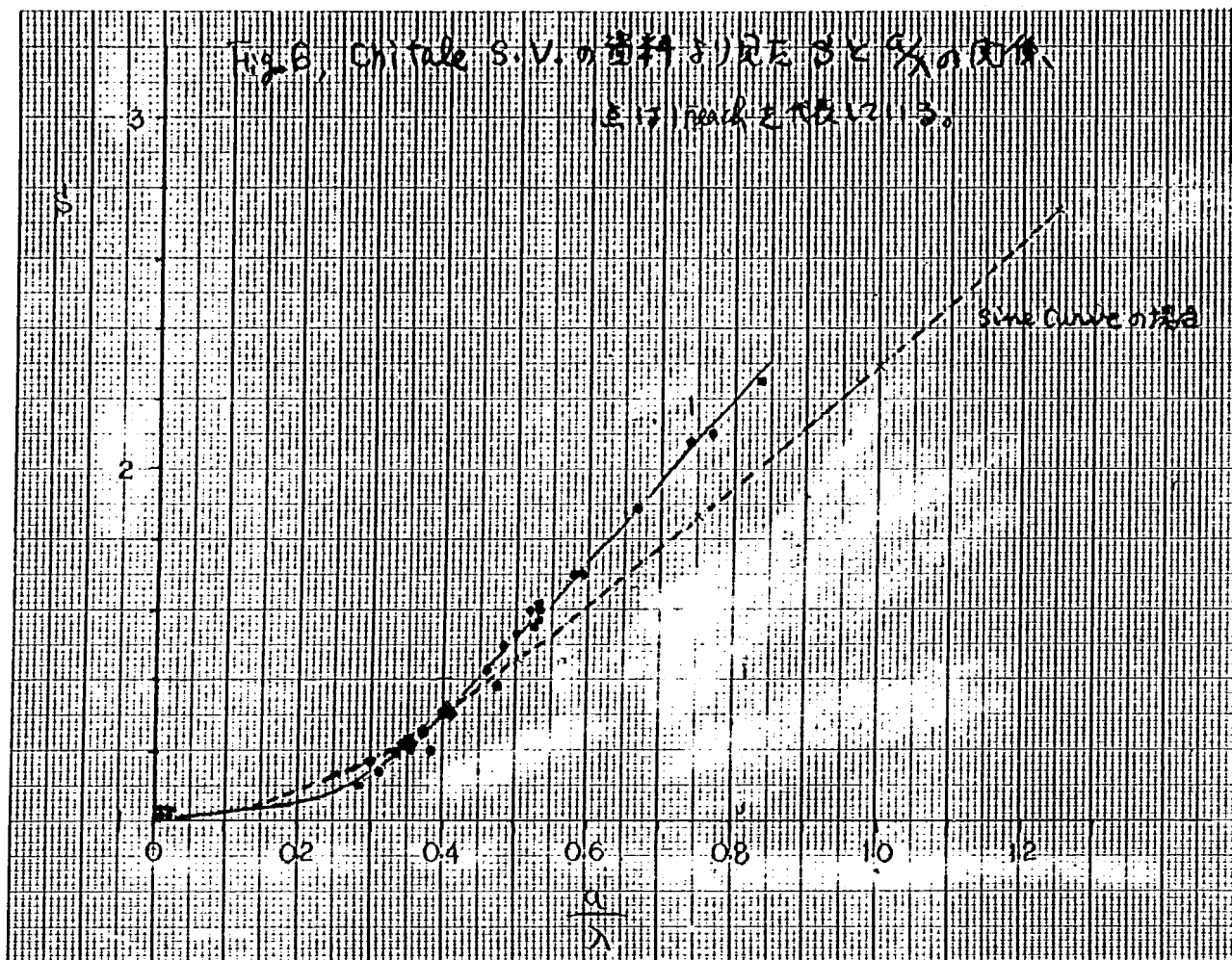
(4) 蛇行度 S は何によって決まるか

河道のスケール (川幅, 水深), 側岸物質, そとに働く営力は、河床勾配 I_b , 河床材料の平均粒径 d_m , 洪水流量 (平均年最大流量あるいは Bankfull discharge) Q_c の三量によってほぼ決まる。^{1) 2)} (I_b , d_m , Q_c は互いに独立では無く、上流からの供給土砂量とその質を媒介として結ばれているが、本論では、互に独立と考えておく。) 従って沖積河道で沖積面を流れる自然河川



Examples of channel pattern. A, White River near Whitney, Nebraska ($P = 2.1$); B, Solomon River near Niles, Kansas ($P = 1.7$); C, South Loup River near St. Michael, Nebraska ($P = 1.5$); D, North Fork Republican River near Benkleman, Nebraska ($P = 1.2$); E, Niobrara River near Hay Springs, Nebraska ($P = 1.0$)

Fig. 5 Channel pattern
after S.A. Shumm

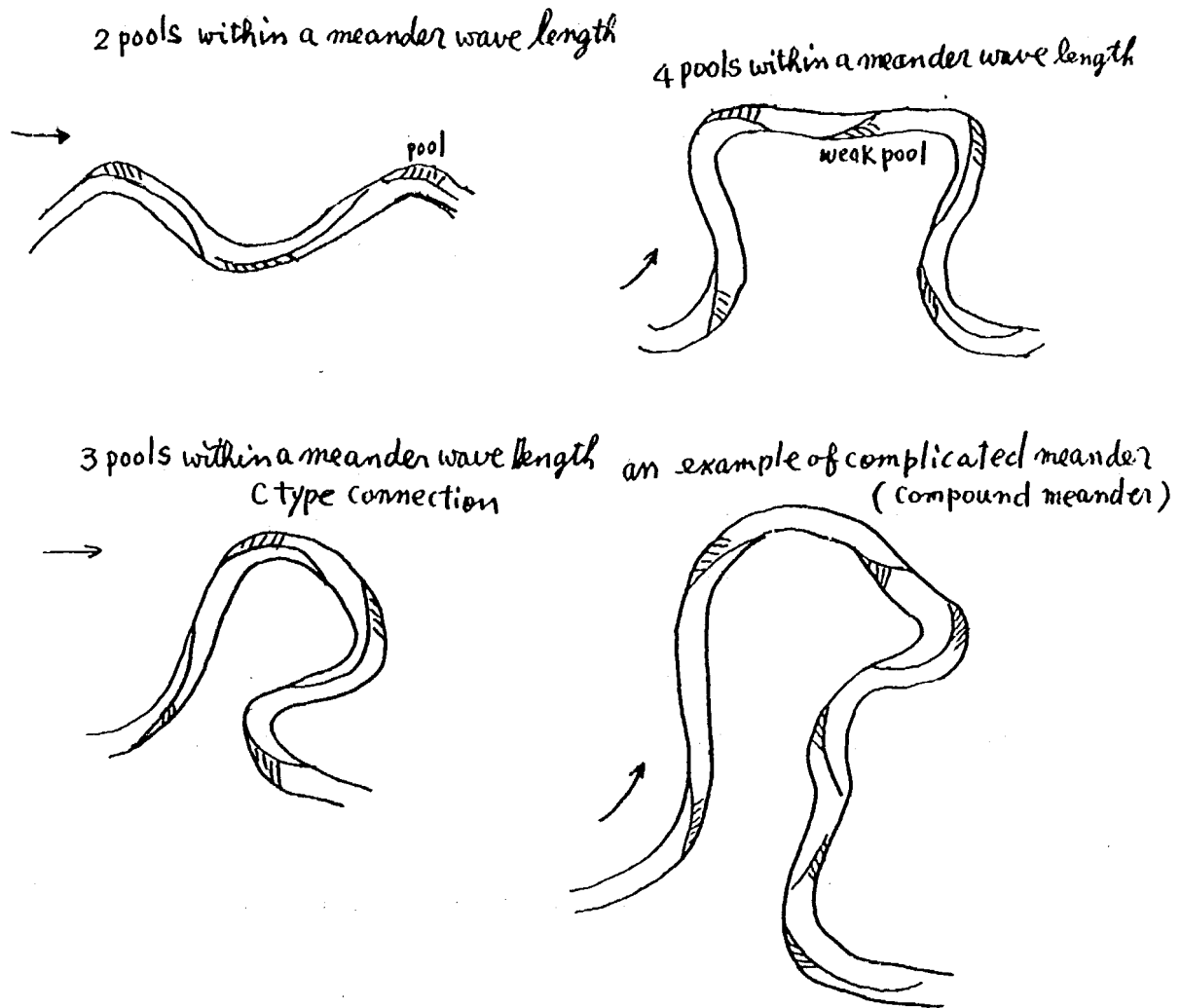


の蛇行度は、 I_b , dm , Q_c によって表わすことができると考えられる。しかしながらここでは直接、 I_b , dm , Q_c によって河道の蛇行度を考察する前に、中規模河床形態を支配する川幅水深比 B/R を通して、つまり中規模河床形態と蛇行度の関連性を通して述べてみよう。

B/R が 90~100 以上になると、河道内には複列砂州、多列砂州が発生し、洪水による河岸浸食力が兩岸に分散されるため一般には蛇行度が小さい。しかしながら、河岸に対浸食力の強い岩などがあると、これによって流れが影響され、蛇行度が大きくなることもある。たとえば山間部の氾濫原の狭い沖積谷では、崩(岩)が河道の平面形をコントロールする。また砂河川でもインドの河川の例などを見ると河道内は多列の砂州を持ちながら蛇行度が 1.4 にも達するものがある。これは沖積層内に存在する粘土プラグ等が流れをコントロールしているものと考えられる。

B/R が 40~80 程度の場合は、側壁が沖積層であれば、一蛇行で二つの pool のある蛇曲、一蛇行で 3 つ以上の pool のある迂曲が混在するが、 B/R が大きいほど蛇曲部分が多くなるようである。ではなぜ B/R が 40~80 程度の場合は河道の平面形が迂曲まで全面的に進まないのだろうか。 B/R が 40~80 程度の場合、河道の川幅の広い所では、 B/R が局部的に複列の条件の中に入り、流れが二分されやすい所が生じたり、あるいは島になったりすることが、全面的に迂曲河道までに進まないものと考えられる。なお沖積谷の幅が川幅に対して広くない場合は崩によ

Fig. 7 Meander Pattern and Pools



って流れがコントロールされ、蛇行度は大きくなることもある。（嵌入蛇行）

B/R が 4.0 以下の場合の蛇行の形態は、河道内に複列の砂州が生じる部分や、島の発生がほとんどないため、流れが一本化し、つまり流れの集中地点が両岸に分れる事がなくなるためか、迂曲河道が多くなる。ただし粒径が 0.02 mm 以下の河道の場合には、本来直線河道における中規模砂州の発生領域外であるためか、直線状の河道を持つことがある。（例 ミシシッピデルタ）また蛇行河道部分と蛇行河道部分の間にかなり長い直線状の河道部分を持つこともある。このような地点の蛇行には、粘土プラグや、河岸物質の浸食に対する強さの場所的差や、またその河道を作った地形発達過程の考察なしには蛇行形態をかたれないようである。なお河床材料が砂利であっても、河岸物質が砂まじりシルトであれば蛇行は迂曲まで発達しうる。ただし河岸物質が河床材料と同じ砂利である場合迂曲にまで蛇行が発達するかどうかは、良く分っていない。（East Fork 河では河

岸物質は、表層はシルトまじり砂で、下層は砂まじり砂利であった。ただし、そこに働く洪水の営力（掃流力）は砂河川とそれほど変わらない。）

○ノート4-1

沖積河道の蛇行度を検討する場合には、沖積河道と沖積谷との平面的位置関係に対する十分な考察が必要である。谷壁は河道の横移動を制限し、蛇行形態を変形する。なお河川工学的に、河道の平面計画を行う場合、谷壁、岩等の蛇行をコントロールするコントロールポイントを考慮に入れ、それらのコントロールポイントを十分に利用することが得策である。

沖積層を流れる場合も、沖積堆積物の質の違い、つまりポイントバー堆積物、三ヶ月湖堆積物（粘土プラグとなる。）泥炭、デルタ堆積物の空間的、平面的配置構造が、蛇行形態をコントロールするので、河道の平均的な蛇行形態と一蛇行ごとの個別的な蛇行形態との質的な差に対する十分な考察が必要であり、個別的な蛇行形態を一般化するのは危険である。

○ノート4-2

Schumm S. A.¹⁰⁾ は米国の the Great plain province を流下する砂河川で自由蛇行（谷壁によって蛇行形態が変形されない沖積層を流下する河川）の場合の蛇行度 S が何によって影響されるか述べている。彼は河川の蛇行度が流れによって運ばれる土砂輸送の型（Wash load と bed load の割合）によって支配されるのではないかと推定しているが、はたしてそうか。むしろ川幅水深比そのものが蛇行度を直接支配していると考えた方が良いのでなかろうか。

彼は、 S が Width depth ratio F （川幅を河岸の肩の高さと最深河床の差で割ったもの）と密接な関係があり、

$$S = 3.5 F^{-0.27}$$

とし、また F が Weighted mean silt-clay percent in the perimeter of the channel M と

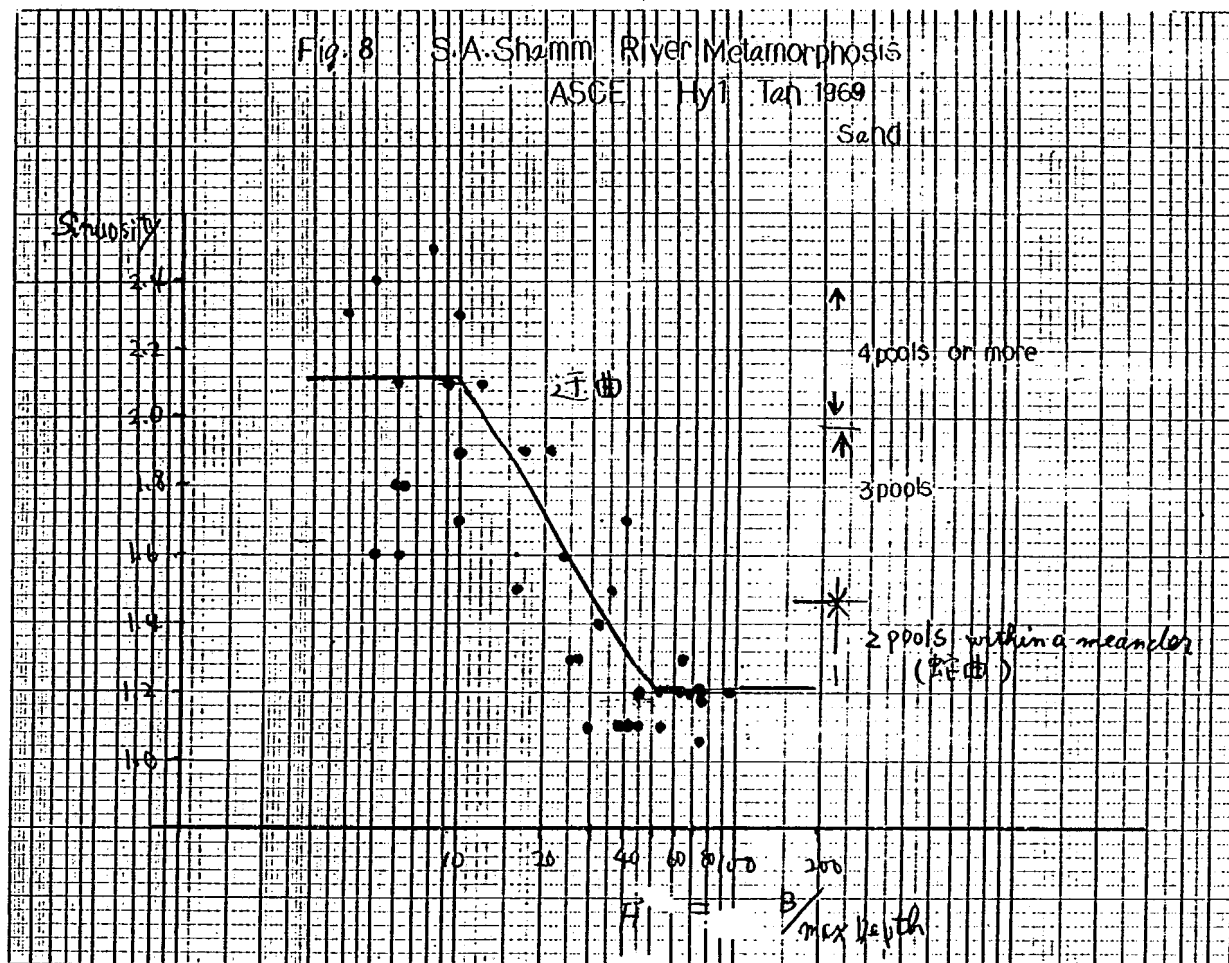
$$F = 25.5 M^{-1.08}$$

の関係があり、 M が土砂の輸送形式の現われであるとし、蛇行度 S を決める真の独立変数は土砂の輸送形式であると推定した。

たしかに F を決めるのは、後で述べるように、河床勾配、流量、河床材料であり、河床勾配を決めるのは、流量、流送土砂量と流送土砂の粒度構成であると考えられるので、ある意味で土砂の輸送形式が河道の S をコントロールしていると言えるが、河川工学的には、むしろ F そのものが S をコントロールしていると考えた方が、河道内の中規模河床形態との関連から分りやすいように思える。

Fig. 8 は彼の資料より S と F の関係を図示したものである。 $F = (1.2 \sim 2) B/R$ と考えられるので B/R が 70～80 程度で河道は直線状となり、30 以下では河道は迂曲と考えて良い。なお彼の資料によると河岸の Silt-clay の割合が直接 S を支配していない。Silt-clay が 80% 近くあっても S で 1.2 程度の川もある。つまり側岸の対浸食力が蛇行度を支配していると考え

えるのは一般的でない。



河道現象を考える場合、結果に対する原因として、何を直接性（独立変数）とすべきであろうか。原因は原因を生み直接性と思われるものは系を拡げれば媒介にすぎない。多分、我々が対象としている現象を知ろうとする目的に対する有効性から判断されるべきであろう。当然そこには時間の概念を含んだものとなるはずである。

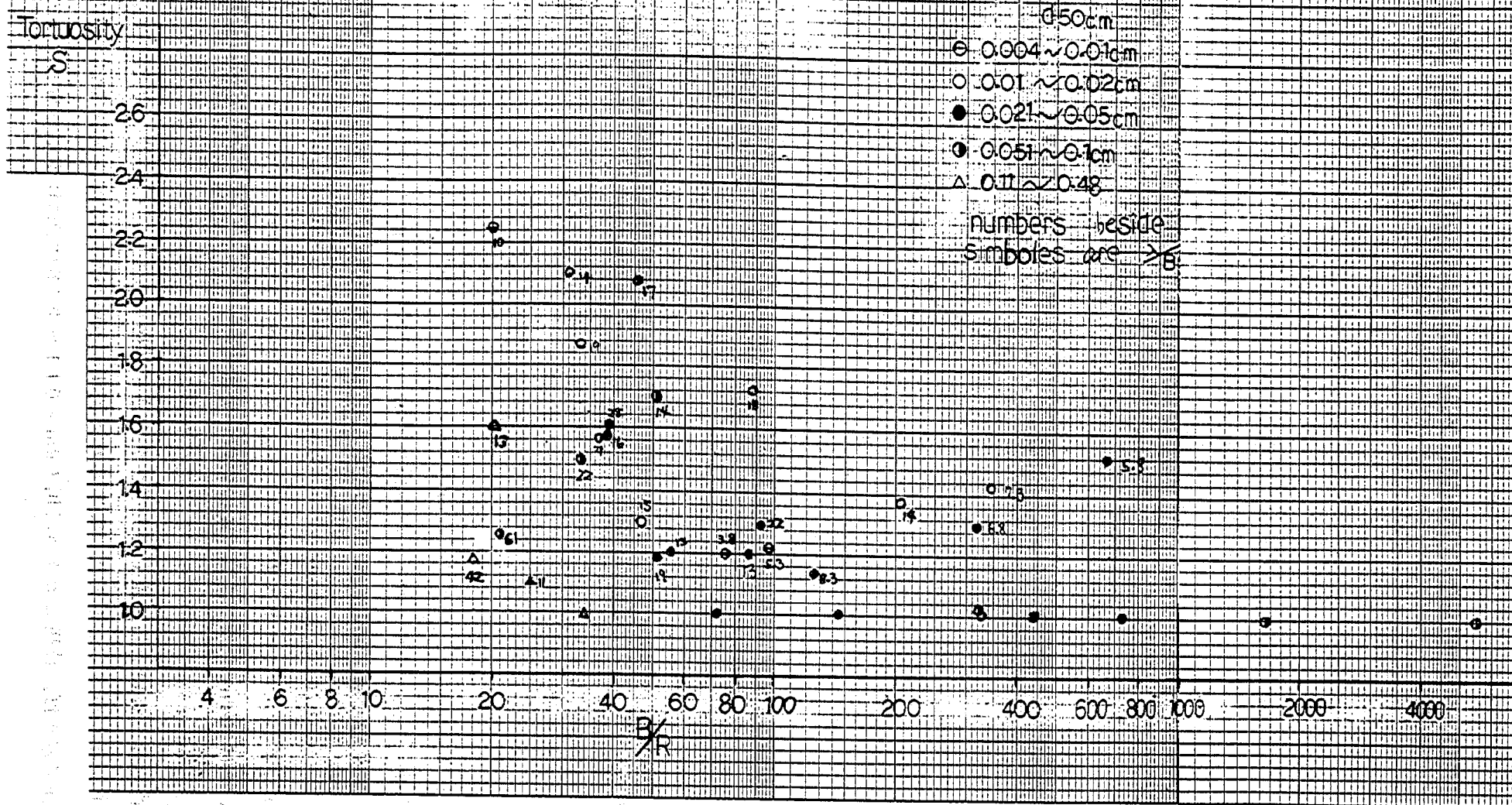
○ノート 4-3

Chitale S.V.¹¹⁾ はインドの河川の Channel pattern について検討を行っている。彼の資料を使って蛇行度 S と B/R の関係を図示したのが、Fig. 9 である。

彼の報告では、河川と谷壁との位置関係に関する説明がされておらず、free meander であるのか、confined meander なのかははっきりしない。 B/R が 100 以上では、ほぼ Straight の河川であるが中には B/R が 200~600 であるにもかかわらず、 S が 1.4~1.5 の河川がある。たとえば Ganga 河では $B/R = 773$ であるにもかかわらず S が 1.53 である。この川は Braided river でありながら河道はまがっている。原因は、はっきりしないが一つには沖積層堆積物内の土質の空間的差（粘土プラグ等）に基因するもの、他には谷壁の存在が考えられる。

B/R が小さくなると S が大きくなる河川が多いが、中には S が小さいものもある。本資料の中だけで言えば、粒径の大きい河川 ($d_m = 0.11 \sim 0.48 \text{ cm}$) は B/R が小さくても S が小さいが、

Fig.9 River Channel patterns in India



これを粒径の効果（粒径の大きい所は勾配が大きく F_r が大きい。）と見るべきではあるまい。沖積谷の形状と河道の位置に関する情報を持って結論づけるものであろう。

○ノート4-4

Fig.10 はカナダのアルバータ州 (Alberta) を流れる河川の蛇行度 S と2年確率洪水時の B/R の関係を示したものである。同図には、河床材料の d_s , 粒径, また沖積谷と河道との関係に関する情報も組みこまれている。ここで,

free : the lateral development of meander is not restricted by the valley wall or by high terraces .

occasionally confined : the river is occasionally deflected by the valley wall or by a high terrace .

frequently confined : as above, more frequent .

confined : the river is regularly deflected by the valley walls or by high terraces .

entrenched : reaches associated with a high valley flat or no valley flat .

partly entrenched : part of the reach is entrenched .

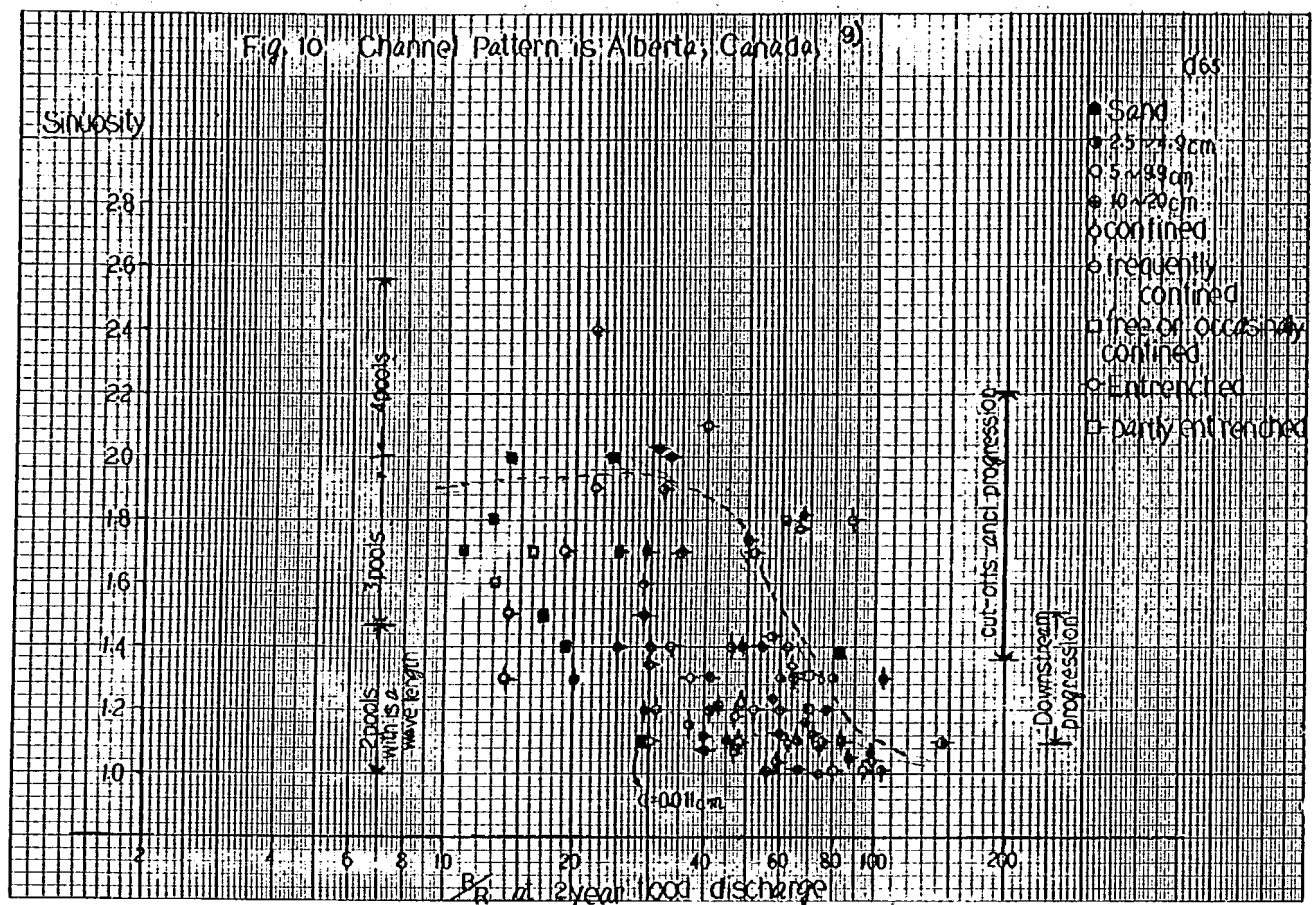
である。

confined channel と frequently confined channel は、蛇行度 S が valley wall によって control されるので自由蛇行とは言えず、また Entrenched channel は、現在の河川が、その蛇行度を作ったか疑わしい。よって沖積河道そのものが持つ特性を調べる資料としては、free or occasionally confined channel と partly entrenched channel の資料（正方形の印）で調べるしかない。

資料が少なくはっきりしたことが言えないが、 B/R が60以下では、河床材料が砂であっても砂利であっても河道は迂曲まで進みうるということが分かる。ただし B/R が29で河床材料が0.011cmのBow河 Lake Louise 地点は S が1.1にしかならない。この河は old lakeの湖底を流下し、三角州河川に対応しているようである。このように河床がシルト質の場合には洪水時には河床の小規模河床波は flat であり、また直線水路ならば中規模河床波の発生域の中に無い。では、なぜ粒径0.4~0.6 mmの砂河川で B/R が10~20程度では蛇行が良く発達するのであろうか。0.4~0.6 mmの河川の場合、河岸の堆積物は、深部は point bar 堆積物、表層は wash load 堆積物であるが、0.1~0.2 mmの河川の場合は、海性、湖性堆積物であるようだ。このように河岸堆積物の質と、そこに働く洪水の力の違いが、蛇行度の違いとなるようだ。また浸食基準面の変化に対する考察つまり地形発達史の考察が必要であらう。

○ノート4-5

蛇行のスケール、発達に、フルード数（流れの片よりと河道の曲り位置の位相差）を主要因とす



る考え方は、正しくないようだ。むしろ蛇行形態と中規模河床波の関係はフルード数に関係しないというのが本質であるように思える。(集中、発散、噴流との相似性)

〔5〕 平面形の変動特性

○ノート 5-1

蛇行度が1.4以下の河川であれば、その蛇行は、その形のまま前進するものが支配的であり、それ以上になると meander cut-off が支配的になる。

個々の蛇行についても S が1.4以下であれば、その蛇行は前進性の性質を持ち、 S が1.4以上では、中規模河床波の分裂が起り、前進性は停止し、meander loop を形成する。

○ノート 5-2

個々の蛇行の変化特性は、その前後の蛇行形状と密接な関係があり、一つの蛇行だけを取り出してその変化方向を述べるというようなことはするべきでない。

○ノート 5-3

蛇行の変化速度は、時間的に一定でない。中規模河床波の分裂 (pool と pool の間に新たな

pool が発生する。) ごとにその変化方向, 変化速度は質的に変化する。pool の発生は, 蛇行の変動形態の結節点である。

○ノート 5-4

蛇行の変動形態の法則性を知るには個々の蛇行の変化形態を個別に当たって行くべきであろう。その中から共通項をさがすこと。

○ノート 5-5

日本の一般河川に free meander の河川などほとんど無い。我々に要求されているのは制限された河道における中規模河床波の変動形態であろう。この場合, 中規模河床波の移動性に関する十分な考察を行うこと, 今までのわん曲河道における平衡断面形に関する考察には, 中規模河床波の移動性に関する考察がない。

二次流説よりも, 流れの集中, 発散説へ向うべきであろう。

〔6〕 B/R は何によって決まるか

前節までにおいて, 河道の平面形, 平面形変動特性を B/R を通して述べて来たが, B/R は何によって決まるのであろうか。 B/R は次式によって表現しうる。

$$B/R = 1/\varphi \cdot \tau_* m^{-5/2} \cdot S^{-5/2} \cdot d m^{-5/2} \cdot g^{-1/2} \cdot I b^2 \cdot Q_c$$

$$= 1/\varphi \cdot (u_*^2)^{-5/2} \cdot g^{-1/2} \cdot I b^2 \cdot Q_c$$

よって, 気候帯がほぼ同一であれば u_*^2 が河床材料によってほぼ決まり^{1) 2)}, 河床材料が同一であれば, ほぼ同一の値を持つから, B/R は $I b^2 Q_c$ に比例することになる。

従って河道の平面形態, たとえば Braided と Meandering の区分を Q_c と $I b$ で表現すると

$$I b^2 \cdot Q_c = \text{nearly const.} \quad \text{となる。}$$

たとえば, Leopold L.B. and Wolman M.G.¹²⁾ による Braided と Meandering の区分線は (粒径 2~10 cm のものが多い。)

$$I b = 0.06 Q_c^{-0.44}$$

であり, ほぼ $I b^2 \cdot Q_c = \text{const.}$ である。また Shumm S.A. の報告における Fig. 5 で sinuosity S が 1.5 以上と以下の区分線は

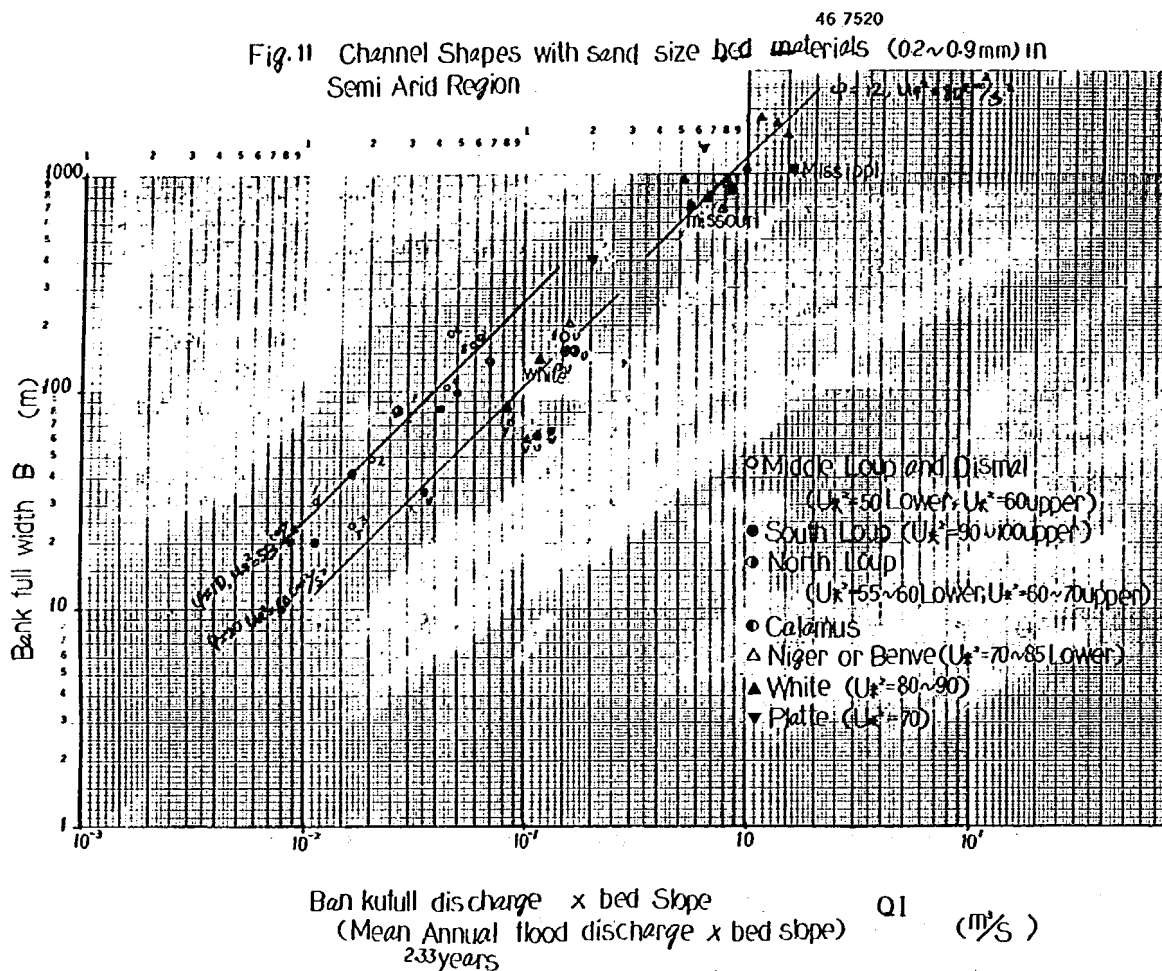
$$I b \cdot Q_c^2 = 9.5$$

である。ただし Q の単位は feet^3/S で, Q は mean annual discharge であり, 河床材料は 0.03~0.08 cm の Grapt plains province の河川である。

なお川幅 B は

$$B = 1/\varphi \cdot (u_*^2)^{-3/2} \cdot g \cdot I \cdot Q$$

となる。したがって気候帯が同一で、粒径が同じであれば、 B は $I \cdot Q$ に比例する。Fig.11 はアメリカ中西部の河川の川幅と、 $Q \cdot I$ の関係を示した。



○ノート5-1

Q の変化による河道形態の変化,

気候変化によって Q が小さくなると、粒径が変わらなければ川幅は Q に比例して小さくなる。この場合、 B/R が100以上だった河川が70程度まで小さくなると、河道の蛇行度が増し、河床勾配が小さくなる。勾配が小さくなるとより B/R を小さくする。河川の流量変化に対する蛇行度の変化はカトロフィイ的である。

旧河道の蛇行波長より旧河道を作った流量を把握する場合には、 $Q \propto \lambda^{1/2}$ とするべきでない。むしろ $Q \propto \lambda$ とするべきであろう。Dury G. H.¹³⁾の推定法が正しいとは思われない。

お わ り に

ここで述べたことは、まったく私のノートであり、活字にするのははずかしい。私にあたえられた条件の中ではここで述べたことを十分に考察する時間が無く、とりあえず書きなぐったものである。したがって説明不足の所が多々あり、本論を読んだだけでは理解しがたいことがあるものと思われ、申し分なく思っている。

条件さえ許せば、もう一度検討し説明を加えてみたいと思っている。

記号一覧表

B	；	川 幅
B _s	；	中規模河床波（複列以上の）最大幅
dm	；	平均粒径
F	；	川幅÷最大水深（Bankfull時）
g	；	重力加速度
H	；	水 深
I _b	；	河床勾配
M	；	Silt clay percent of channel periphery
Q _c	；	流 量
R	；	径 深
s	；	Sediment の相対密度 ÷ 1.65
S	；	蛇行度
τ*	；	無次元掃流力
λ	；	中規模河床波の長さ

注1)

中規模河床波のことを、ここでは砂州という言葉で呼んだが、砂利の州もあることを考えるとあまり適切ではない。あるいは河床の材料に重きを置いて、砂州、あるいは砂礫州と呼んだ方が良いかも知れない。（written communication with Dr.Kinoshita）そうなると dune を砂堆と呼ぶのもおかしくなるが。

参 考 文 献

- 1, 山本晃一, 1979, 河床材料から見た河川の特徴, 土木技術資料 Vol.21, No.1
- 2, 山本晃一, 1978, 河川における土砂の移動機構に関する研究ノート, 土木研究所資料第 1416号
- 3, 木下良作, 1961, 石狩川河道変遷調査, 科学技術庁資源局資料 36号
- 4, 山本晃一, 1975, 相似律の観点から見た移動床の水理, 土木研究所資料第 1059号
- 5, 深見親雄, 1979, 砂礫堆と砂漣, 砂堆の共存, 土木技術資料 Vol.21, No.10
- 6, Livesey R.H., 1963, Channel armoring below Fort Randall Dam, Proceedings of the Federal Inter-Agency Sedimentation Conference.
- 7, Nedeco, 1959, River studies and recommendation on improvement of Niger and Benue, North-Holland publishing company.
- 8, Brice J.C., 1963, Channel patterns and Terraces of the Loup Rivers in Nebraska, U.S.G.S. professional paper 422-D.
- 9, Kellerhals R., Neill C.R. and Bray D.I., 1972, Hydraulic and geomorphic characteristics of rivers in Alberta, Research council of Alberta, River engineering and surface hydrology report 72-1.
- 10, Schumm S.A., 1963, Sinuosity of alluvial rivers on the Great Plains, Geological society of America Bulletin, Vol.74, PP.1089-1100.
- 11, Chitale S.V., 1970, River channel patterns, A.S.C.E., Hy 1 January PP.201-221.
- 12, Leopold L.B., and Wolman M.G., 1957, River channel Patterns, Braided, Meandering and Straight, U.S.G.S. professional paper 282-B.
- 13, Dury G.H., 1965, Theoretical implications of underfit Streams, U.S.G.S. professional paper 452-C.

Table 1. Channel shape characteristics of rivers in Japan (Class A Rivers) by Kouichi Yamamoto

** Data rejected																			
A: mean annual flood discharge B: bankfull discharge C: dune bed S: flat bed																			
No.	River	Distance from river mouth km	Discharge m ³ /s	L _b slope	B width m	d ₅₀ bed material cm	R hydraulic radius m	B/R	τ ₀	R ₄₆₀	Expanded CP	U _{cr} cm/s	Channel Pattern	Bankfull discharge	Mean annual flood discharge				
1	Teshio	10~25	A 1654	1/900	155	0.11	6.80	22.8	0.960	6180	120	171	A1	1560	1050				
2	Shokotsu	3~5	A 489	1/90	52	0.23	4.20	12.4	1.41	1820	100	528	A1		489				
3	Tenjin	1~4	A 630	1/890	260	0.28	1.75	14.7	0.43	625	100	187	B+		630				
4	Hino	2~5	A 930	1/280	300	3.50	1.12	26.7	0.070	32	14	392	B+		930				
5																			
6	Hi	10~15	A 900	1/300	280	0.21	2.03	138	0.73	966	100	248	B+						
7	Takatsu	4~7	A 1300	1/540	120	6.00	3.20	37.5	0.06	53	14	581		610	1300				
8	Saba	6~7	A 755	1/500	150	2.50	1.96	76.5	0.093	78	13	384	B+ A1	617	755				
9	Ashida	3~6	A 862	1/360	280	0.14	2.36	118.6	0.75	1520	100	170	A1		862				
10	Oota	1~6	B 2430	1/580	190	4.00	3.50	54.3	0.090	87	15	591	A1	2430	2073				
11	Ashida	4~5	B 342	1/330	180	0.15	1.70	105.9	0.52	1130	100	125	A1	*342	862				
12	Yoshii	1~4	A 1770	1/400	470	0.03	2.38	19.7	1.59	7933	18	77	B+		1770				
13	Yoshii	24	A 2980	1/330	300	3.50	4.10	73.2	0.053	117	15	302	A1		2980				
14	Yoshii	75	A 740	1/400	90	6.50	2.30	39.1	0.056	38	15	563	A1		740				
15	Yubetsu	2~4	A 364	1/780	150	2.20	1.32	113	0.048	60	14	182	A1	390	364				
16	Teshio	72	A 1666	1/260	120	2.50	4.79	25.1	0.092	191	15	362	A1	1893	1666				
17	Teshio	65	A 698	1/600	110	2.00	2.20	50.0	0.11	110	15	362	A1	1043	698				
18	Tokachi	4~7	A 1249	1/5500	202	0.06	5.29	38.2	0.97	8800	120	94	A1	1300	1249				
19	Tokachi	21	B 1300	1/5500	210	0.6	5.50	38.2	0.101	916	120	98	A1	1300	1765				
20	Tokachi	38	B 1320	1/250	150	1.5	4.10	36.6	0.13	273	120	321	A1	1320					
21	Ishikari	20~30	A 4300	1/5000	200	0.15	11.7	17.1	0.95	7800	120	231	A1		4600				
22	Ishikari	148	A 1500	1/330	130	4.50	3.8	34.2	0.062	84	14	455	A1	861	1500				
23	Ara	4~8	A 1830	1/400	200	4.00	2.59	77.2	0.098	64	14	634	A1		1830				
24	Agano	5~10	A 3718	1/4000	670	0.06	4.43	151	1.12	7383	120	108	A1		3718				
25	Agano	30~35	B 3418	1/557	210	3.00	4.50	46.7	0.11	225	15	582	A1	3418	3807				
26	Kurobe	1~2	A 1710	1/200	430	6.00	1.47	293	0.075	25	10	723	B+		1710				
27	Kurobe	5~13	A 1710	1/100	480	15.0	1.26	381	0.051	8.5	8	1240	B+		1710				
28	Jogani	~6	A 630	1/500	300	0.21	1.31	299	0.75	623	100	256			630				
29	Jogani	10~15	A 630	1/67	340	4.00	0.71	479	0.14	17	8	915	B+		630				
30	Koyabe	6~10	A 553	1/600	170	11.70	2.07	82.1	0.046	121	14	126	A1		553				
31	Seki	7~10	A 515	1/2300	175	2.50	3.15	20.6	0.048	182	15	155	A1	389	515				
32	Tedon	5~10	A 1854	1/162	350	9.0	1.66	211	0.069	18	10	1008	B+		1854				
33	Iiwake	~4	A 755		100	0.14			0.340			*78			755				

Table 2 Hydraulic and Geomorphic Characteristics of Rivers in Alberta 1972 9)

by Kollerhals R., Nerl C.R. and Bray D.J.

Basin and River name	reach	Az m/s	T	Bz m	Rz m	dis cm	Q	U _{cr} cm/s	U _{cr} cm/s	R/d ₁₅	Bx/Rz	Stm-osity	Vm m/s	Lateral activity lateral stability					
1 Peace	at Hudson Hope	6080	2.0074	475	5.0	6.3	13.4	362	0.042	94	95	1.001	2.36	Stable					
2	near Taylor	7020	2.0089	546	6.83	5.7	9	462	0.050	120	80	1.001	1.95	Active					
3	Dumfriesburg	821	0.00032	493	6.92	7.0	267	148	0.013	68	99	1.004	2.53	Slightly unstable					
4		891	0.00035	566	6.73		197	196			99	1.10	2.74	Stable					
5		962	0.0004	619	9.33	sand	302	57			66	1.20	1.68	Stable					
6		962	0.0004	832	7.92	0.04	259	33	0.60	2300	105	1.30	1.46	Downstream progression					
7		905	0.00074	725	9.23	0.023	196	57	1.53	3500	88	1.05	1.52	Slightly unstable					
8		2400	0.00052	571	4.21	11.2	144	215	0.012	98	64	1.30	2.10	Stable					
9		834	0.0015	168	2.65	6.2	163	134	0.013	43	63	1.10	1.86	Downstream progression					
10		179	0.0094	99	2.88	1.0	152	258	0.016	28	35	1.70	2.44	Slightly unstable					
11		244	0.0014	61	2.04		11.4	281			30	2.10	1.92	Extensive loop development					
12		453	0.0030	115	1.74	8.2	12.0	510	0.038	14	66	1.10	2.26	Extensive loop development					
13		906	0.0092	191	2.59	5.6	12.0	234	0.026	46	74	1.00	1.83	Moderately unstable					
14		1315	0.0042			6.1						1.20		Stable					
15		1270	0.0039	317	3.84		14.8	110			83	1.20	1.55	Moderately unstable					
16		2200	0.0023	540	3.14		15.5	72		172	172	1.00	1.31	Stable					
17		260	0.0090	442	5.33	0.023	16.1	48	0.29	2300	83	1.35	1.10	Downstream progression					
18		481	0.0054	39	0.85		6.5	458			46	1.20	1.40	Moderately unstable					
19		158	0.0012	57	2.07	15.3	7.3	243	0.0098	14	32	2.0	1.13	Slightly unstable					
20		206	0.0082	111	1.68	5.1	14.2	138	0.017	33	66	1.8	1.68	Stable					
21		28	0.0055	29	1.34	6.2	8.5	72	0.0072	22	22	2.4	0.73	Extensive loop development					
22		79	0.0033	61	1.00	9.3	7.1	324	0.024	12	21	1.8	1.20	Stable					
23		96	0.0033	51	2.01	0.039	11.7	67	1.43	6900	25	1.7	0.94	Progression and cut-off					
24		156	0.0018	69	1.71	7.9	7.8	296	0.023	22	40	2.10	1.34	Moderately unstable					
25		19	0.0011	79.5	2.83	0.035	12.9	27	0.51	1940	33	2.00	0.98	Progression and cut-off					
26		25	0.0039	17.1	1.07	5.4	7.6	400	0.046	20	16	1.50	1.52	Slightly unstable					
27		127	0.0020	162	1.25	6.7	3.6	262	0.024	19	13	1.60	1.59	Stable					
28		69	0.0011	50.9	2.16	0.022	13	24	0.67	9800	24	2.00	0.64	Downstream progression					
29		62	0.0050	259	2.07	0.049	11.4	100	1.32	4220	13	1.80	1.16	Slightly unstable					
30		79	0.0050	29.9	1.80	0.037	15.6	86	1.44	4860	17	1.50	1.46	Stable					
31		423	0.0020	138	2.93		13.9	357		47	130	1.30	1.83	Downstream progression					
32		107	0.0021	60.6	2.74	0.064	11.6	517	0.55	4280	20	1.30	0.85	Slightly unstable					
33														Do.					

		Reach	Q _a m ³ /s	L m	B ₂ m	R ₂ m	d ₁₅ cm	U _p	U _m cm/s	T _{dur}	H ₁ /d ₁₅	B ₁ /R ₂	Simult. V _m %	Lateral activity lateral stability					
34																			
35			481	2.0026	948	2.38	19.1	8.7	605	0.019	12	40	1.10	2.13	Slightly unstable				
36			691	2.0025	151	1.80	7.9	18.3	434	0.034	23	84	1.10	2.56	Do.				
37			1189	2.0025	183	3.38	4.0	17.7	129	0.020	85	54	1.40	1.92	Entrenched loop development				
38			1274	2.0019	279	3.69	3.2	14.9	67	0.013	115	76	1.10	1.37	Slightly unstable				
39				2.0023															
40			85	2.0027	402	0.98	3.7	9.2	549	0.092	26	41	1.2	2.16	Moderately unstable				
41			125	2.0012			3.1	11.2	162	0.032			1.2	1.43	Stable				
42			283	2.0026	262	0.98	5.1	6.9	310	0.038	17	30	1.4	1.22	Entrenched loop development				
43					12.7	1.40							1.4		Slightly unstable				
44			325	2.0019	975	1.89		12.9	186			52	1.4	1.74	Entrenched loop development				
45							2.032												
46																			
47																			
48			170	2.0019	716	1.22	3.4	8.0	582	0.105	36	59	1.64	1.95	Slightly unstable				
49			340	2.0012	111	1.83	6.0	11.3	215	0.022	31	61	1.40	1.68	Downstream progression				
50			351	2.0025	111	2.39	4.9	15.5	76	0.096	47	48	1.10	1.37	Slightly unstable				
51			396	2.0030	203	2.07	0.032	10.1	62	1.20	6.470	98	1.06	0.94	Downstream progression				
52			283	2.0026	265	0.88	7.7	6.7	314	0.025	11	30	1.10	1.19	Moderately unstable				
53			453	2.0021	426	0.82	5.8	9.6	191	0.018	14	52	1.20	1.28	Entrenched loop development				
54			481	2.0025	332	1.74	2.04	9.0	86	1.33	4.350	19	1.40	0.82	Slightly unstable				
55			325	2.0018	289	1.22	12.4	9.2	105	0.052	10	24	1.40	0.94	Mainly cut-offs				
56			193	2.0018	143	0.76	5.0	10.7	133	0.016	15	19	1.50	1.25	Entrenched loop development				
57			105	2.0012	162	1.13	7.0					14	1.30	0.58	Stable				
58			991	2.0041	207	2.05		5.0	133			28	1.50	1.58	Downstream progression				
59								14.2	124							Moderately unstable			
60			207	2.0013	79	2.74	2.011	16.2	33	1.95	2.4900	29	1.10	0.94	Slightly unstable				
61			317	2.0018	176	1.19	3.5	10.5	210	0.034	31	128	1.10	1.32	Stable				
62			268	2.0020	945	1.58	19.2	9.8	625	0.020	8	20	1.10	2.44	Stable				
63			314	2.0020	104	1.43	3.9	12.1	221	0.045	37	72	1.10	2.20	Stable				
64			439	2.0018	126	1.71	4.7	11.9	300	0.039	36	74	1.10	2.04	Slightly unstable				
65			481	2.0012	160	1.58	3.5	13.8	186	0.033	45	101	1.02	1.89	Stable				
66			750	2.0081	166	2.41	4.2	13.5	191	0.028	57	69	1.16	1.86	Stable				

	Rea ch	ω m/s	Bz m	Rz m	d ₁₅ cm	ϕ	U ₁₅ cm/s	U ₄₅	R/d ₁₅	Bz/Rz	Sinosity	V _m m/s	Lateral activity/ lateral stability						
67		427 0.015	28	0.73	20.0	5.9	1068 0.033	4	38	1.10	1.95	1.95	Moderately unstable						
68		127 0.019	23	0.55	10.0	3.2	997 0.062	6	42	1.10	1.04	1.04	Highly unstable						
69																			
70		76.4 0.018	31.7	0.67	6.2	17.4	439 0.044	11	47	1.08	2.65	2.65	Slightly unstable						
71		80.7 0.058	27.5	1.32	3.9	6.7	192 0.11	32	31	1.10	1.77	1.77	Stable						
72		35.9 0.064	29.9	0.44	10.0	9.5	396 0.074	6	47	1.09	1.89	1.89	Entrenched loop development						
73		22.8 0.025	26.2	0.70	4.0	9.7	172 0.027	18	37	1.15	1.38	1.38	Slightly unstable						
74		52.6 0.077	35.3	0.73	5.3	8.5	553 0.065	14	48	1.10	2.51	2.51	Laterally active						
75													Moderately unstable						
76																			
77		73.6 0.059	37.2	0.94	4.8	8.9	548 0.071	20	40	1.09	2.07	2.07	Slightly unstable						
78		93.4 0.0062	31.8	0.85	7.0	11.4	348 0.031	12	60	1.20	2.13	2.13	Entrenched loop development						
79		110 0.0016	32.7	1.25	6.2	9.9	195 0.019	20	51	1.70	1.40	1.40	Slightly unstable						
80													Entrenched loop development						
81		9.62 0.093	16.7	0.58	4.7	6.5	239 0.031	12	29	1.80	1.01	1.01	Stable						
82		42.5 0.063	24.4	0.66	5.5	16.2	353 0.040	12	37	1.30	3.05	3.05	Moderately unstable						
83		46.7 0.0059	46.6	0.58	5.9	9.5	334 0.035	10	80	1.30	2.28	2.28	Entrenched loop development						
84		15.1 0.0038	45.4	0.76	3.7	11.3	281 0.047	21	60	1.30	1.89	1.89	Stable						
85		105 0.0038	45.1	1.10	11.5	10.6	405 0.032	10	41	1.30	2.13	2.13	Highly unstable						
86		102 0.0046	44.5	1.01	12.1	10.8	448 0.033	8	44	1.20	2.29	2.29	Entrenched loop development						
87		23.6 0.0016	11.6	1.20	5.2	6.4	281 0.033	35	64	1.30	1.10	1.10	Slightly unstable						
88		300 0.0017	11.0	1.58	6.1	10.6	262 0.027	26	70	1.20	1.74	1.74	Moderately unstable						
89		413 0.0012	10.9	1.92	3.4	13.2	224 0.041	56	57	1.40	1.98	1.98	Entrenched loop development						
90		566 0.0094	1.9	2.59	5.3	11.9	238 0.038	49	46	1.40	1.82	1.82	Stable						
91		891 0.0044	12.0	2.62	9.3	17.7	114 0.076	28	59	1.30	1.89	1.89	Slightly active						
92		325 0.0024	28	0.91	5.8	8.6	215 0.023	16	31	1.20	1.28	1.28	Entrenched loop development						
93		36.6 0.0032	27	0.88	11.8	8.5	272 0.014	7	31	1.20	1.40	1.40	Stable						
94		0.0032			6.9								Slightly active						
95		127 0.0037	57.0	1.13	11.3	9.9	405 0.032	10	50	1.70	2.01	2.01	Downward progression						
96		123 0.0027	18.5	0.73	11.9	4.0	487 0.035	6	25	1.40	0.88	0.88	Slightly unstable						
97		29.7 0.0080	27.4	0.94	2.9	13.3	76 0.016	32	29	1.70	1.13	1.13	Moderately unstable						
98		42.5 0.0079	33.8	1.22	4.9	10.7	95 0.012	25	28	1.70	1.04	1.04	Entrenched loop development						
99													Stable						

Table 3

Name of River	Q m ³ /s estimated by K. Yamamoto	Q m ³ /s estimated by S.V. Chitale	B m	d ₅₀ cm	R m	B/R	L x b ²	Z	H/d _m	W _F cm ² /s ²	S Turbidity	M _B m	λ m	γ M _B	γ B	V _m	φ estimated by K. Yamamoto	φ		
S.V. Chitale; River channel patterns A.S.C. I Hy I. Jan. 1970 (1) The correctness of data is suspicious. Q, I,																				
Uttrak (at Kaira)	2100	2060.015	64	32	328					216?	2.10	2260	2938	130	14					
Yamuna (at Delhi)	1980	3660.032	60	92	310					120	1.30	3200	8000	2.60	22					
Indus (at Hajipur)	7080	983.0018	49	201	1.00					28	1.38	6437	13517	2.10	14	1.47		21		
Ramganga (in P.S. Set)	6600	3443.0019	73	47	1.068					76	1.30	2414	6036	2.50	1.7					
Sutlej	2880	1180.0017	34	347	1.82					61	1.43	4023	8650	2.16	7.3					
Rhipra	1700	274.050	50	55	230					113	1.20	1287	3603	2.20	13					
Tapi	21200	605.0025	11.9	51	470	13.6				348?	1.19	3865	11668	3.00	19	2.94		126		Braided
Ganga	62300	2020.0043	6.2	773	1.60					82	1.63	11880	28160	2.00	3.8					
Barda	2000	160.040	7.9	20	9.00					7.7	1.60	1120	2143	1.90	13					
Bhadra	212	207.020	2.4	86	—						1.20	969	2713	2.20	13					
Valrak	1360	178.0015	6.4	63	342					181	1.87	2260	8690	1.60	19					
Satarnati	—	1180.0074	3.6	328	6.00					176	1.30	3219	8047	2.60	6.8					
Mohor	1100	162.0003	4.0	68	4.60					180	1.67	1280	2036	1.89	16					
Yashwanthpur	283	122.0205	1.7	71	13.00					71.6	1.00	121	—	—	—					
Orsang	4400	579.0032	3.8	152	1.96					593	1.00	579	—	—	—					
Banas	2400	186.0477	6.5	34	2.7					1170	1.00	186	—	—	—	2.36				
Yamuna	30500	978.0018	11.0	89	1.69					171	1.63	6437	12074	2.00	13					
Bhagirathi	1700	218.0018	6.9	67	0.88					84	1.67	2414	4662	1.89	21					
Tapi	16980	274.016	16.2	78	1.91					284	1.17	3536	11668	2.20	4.2					
Jhelum	400	702.0001	6.2	20	1.37					70	2.25	876	1051	1.20	10					
Jhelum	280	152.0067	4.6	63	0.86					68	1.50	1615	3310	2.06	22					
Salendi	850	152.0096	3.0	61	6.70					197	1.70	1286	2186	1.70	14					
Burhi Gandak	1400	2130.010	4.6	46	1.90					86	2.08	2414	3258	1.35	16					
Ranoti	400	287.0011	0.89	322	7.20					62	1.00	286	—	—	—					
Damodar	4200	1920.0034	2.6	738	5.12					130	1.00	1915	—	—	—					
Matha	850	152.015	6.1	25	6.70					400	1.10	482	1687	2.50	11					
Saraswati	1270	3200.030	2.6	123	1.60					319	1.14	1207	2655	3.20	23					
Bornihalla	450	137.0004	1.8	76	2.27					49	1.20	180	552	2.90	2.8					
Radihalla	340	144.0004	1.5	97	2.27					23	1.22	274	767	2.20	6.3					
Granga	22500	701.0029	18.0	39	—						1.60	1002	1735	1.88	28					
Saravali	850	107.0080	6.2	21	1.10					56	1.25	2414	6577	2.70	61					
Angabanga	250	110	—	1.98	5.6	5.30				107	1.60	1372	2579	1.88	23					

Table 4 Channel Form Characteristics in Foreign Country

Name of River	m/s										0.094 m										Channel pattern	
	Q bank full m/s	Q mean annual flood	B width m	dn bed m	R m	H _{max} depth m	B/R	%H _{max}	Δs m	l m	V _m m/s	τ _b bankfull	β/dn	φ	U _τ ² cm/s	silt clay in bank	silt clay in channel	M	S sinuosity	ΔS/B		
1) E. D. Andrews East Fork, Wyo.	23.2	Hydraulic	18.0	0.15	1.16	15.5				0.0075	1.16	0.35	773	12.65	84							
2) S. A. Schumm	16.1	River Adjustment to	16.9	0.15	0.98					0.0099	1.07			11.0	94.6							
Altered Hydrologic Regime U.S. G.S. pro. paper 598 1968																						
in Australia																						
1) Wentakaba	368		73	0.085	4.2	6.2	17	14		0.0029	1.22	0.87			119	60	0.07	63	1.6			
2) Wagga Wagga	707	736	83	0.040	6.7	8.2	12	10	1340	0.0007	1.01	1.73			112	60	15	19	2.3	16		
3) Cunningham	396		77	0.063	6.7	6.4	14	12		0.0011	0.88	0.60			61	85	17	19	2.0			
4) Narrandine	516	425	75	0.090	5.9	7.6	13	10	944	0.0002	1.22	0.88			121	82	27	29	1.7	13		
5) Darling Point	311	311	67	0.071	5.1	7.0	16	10	883	0.00013	0.94	0.87	8947		65	70	23	26	1.9	13		
6) Yarrula Lagoon	283		70	0.052	4.7	6.1	15	11		0.00013	0.88	0.71			60	40	8	11	2.0			
7) Brimgaet	255		69	0.047	4.8	6.8	12	10		0.00013	0.88	0.80			61	64	0.12	11	2.3			
8) Chertabouk	453		65	0.130	6.6	9.5	10	7		0.00013	1.10	0.40			84	85	18	22	2.3			
9) Mang	566		75	0.095	6.7	8.8	8.5	8		0.00011	1.07	0.45			72	69	23	25	2.0			
10) Meade	255		60	0.057	6.3	7.3	7.9	7		0.00076	0.82	0.51			47	87	40	41	1.9			
Cross sectional data																						
3) Wrecked Recorder Creek		B. dn. R. Q. were																				
by R.M. Myrick and L.B. Leopold, U.S.G.S. pro. paper 422-B																						
Section A	16.0		40.8	0.05	1.26		0.24				0.01		2600								Tidal Estuary	
" B	18.1		25.0		1.45		1.2				0.06											
" C	9.6		28.6	0.0125	1.17		2.19				0.02		960									
" D	6.1		18.7	0.025	1.03		10.3				0.03		270									
" E	8.9		9.2	0.013	0.91		10.7				0.04		1060									
" F	1.00		6.5	0.013	0.73		7.6				0.03		6600									
mean											0.035											
4) Bedforms and Fluvial Processes in Alluvial Stream Channels																						
by EA Keller Fluvial Geomorphology edited by M. Morisano																						
Dry Creek																						

Channel Form Characteristics in Foreign Country

Name of River	Q bankfull m ³ /s	Q mean annual flood	B m	d _m cm	H _m maximum depth	R m	B/R	X ₀ m	i	V _m m/s	Z ₊	B/d _m	U _{bc} ² cm ² /s	Silt-clay in bank	Silt-clay in channel	M	S sinuosity	λ/θ	ϕ	Channel pattern		reach length
5) Meandering White River	Pattern of meanders	149	120	sand		6.5	21.5	- Am	Analysis	0.98		James	Brice	1972		Indiana			9.7	Meandering	bed materials sand with local concentrations of fine gravel in gravel bars	70 ± 1/2 m
" "	" W	149	85	"		4.5	19		192	1.15			85					17.5	Meandering		96%	
East Fork	" E	149	60	"		3.0	20		2.8	2.12			82					28	Meandering		52%	
6) The case of the Shrink King Channel								by Williams	G. P	1978												
Chaplin River near Creston in Nebraska	1926 1930 1969	570	1800	major bar no. 1		0.58	2200		1/700	0.79	0.52		71					estimated by H	9	braided	1) calculated by bed elevation difference between Copad and Odessa	66.3 km
		160	400	no. 2		0.65	700		"	0.79	0.49		69					9				
7) Channel The Missouri near Fort Rensselaer ditch dam South Dakota	Artesian 1945		610	0.02				by Lively R. H.		1.98	1.62		52.4					27 ↑ V _{bc} /U _{bc}			Semi-meandering shape with gravel islands and shallow sand bars	

Tables. 吳河川資料の断面形状と水力算定

1) River Study Niger and Benue by Nedee, North-Holland Publishing Company														Qが大きい方	
河川名	位置	Q Bankfull	B	d _m	R	Q _i	B/R	Channel Pattern	ΔS	河状	河床	estimated U _p	Calculated B	B ₀ 平均	
2) Niger and Benue estimated by parameters															
Bahr-Lake		2,700	11.0	950	0.5	5.4	175		4727	↑		12		12m	最大水深5mある
Idah-Castah		12,700	9.75	1750	0.6	7.6	290	複列的(扇形)		河川は					
Barua-Fara		12,400	13.5	200	0.6	5.9	84			扇形直線					
Fara-Cala		8,270	22	780	0.8	8.5	220	複列的		的					
Yala-Gongola		8,270	22	780	0.8	8.9	200	複列的		meander					0.27m
Gongola-Lara		4,200	19	920	0.7	4.3	214								1.3m
Lara-Taraba		5,200	15.25	680	0.7	6.5	105	扇形		Mild meander					
Taraba-Cala		5,800	15	865	0.65	6.0	144								
Donga-Cala		7,500	12.25	1,075	0.7	6.4	168								
K'Ala-Cala		11,500	12.0	1,500	0.75	6.4	284								
Castah-Atah		12,500	9.0	1,850	0.5	7.4	250			↓					
3) Loop River basin (Channel Patterns and Terraces of the Loop River in Nebraska by J.C. Brice - U.S.G.S prof. paper 422-D)															
Middle Loop River		American daily discharge		B.m.	d.m.	R ²⁾	Q _i	B/R *	U ₂ ²⁾	U ₁ ²⁾	J*				
1. near Lincoln		8.72	1.27	20.4	0.111	0.89	77	1.0	52	10		Note: The North and Middle Loop Rivers have constant discharges derived from ground water. The South Loop has the largest suspended load discharge.			
2. At Dunning		16.13	1.3	48.6	0.088	0.44	110	1.06	56	10	0.91				
Diamond River															
3. At Dunning		13.0	1.3	24.3	0.088	0.89	86	1.3	77	10/20					
Middle Loop River															
4. Near Milburn		35.4	1.56	105		0.42	250	1.05	65	10					
5. At Milburn		43.9	1.59	161	0.25	0.56	446	1.06	56	10					
6. At Sargent		41.6	1.55	181		0.54	529	1.05	55	10					
7. At Arcadia		70.0	1.20	97		0.50	128	1.07	59	10/20					
8. At Loop City		56.6	1.31	178	0.26	0.43	417	1.15	54	10					
9. At Rockville		122.8	1.27	127	0.29	0.77		1.06	57	10/20					
South Loop River															
10. Near Cumma		42.4	0.83	84		1.35	27	2.4	101	10/20					
11. At Ravenna		103.2	1.08	62		0.72	47	1.6	58	10/20					
12. At Michael		126.7	0.96	64		0.79	55	1.4	59	10/20					
North Loop River															
13. At Brewster		20.4	1.19	81		0.42	94	1.04	45	10					
14. At Taylor		91.7	1.00	82		0.49	167	1.04	60	10					
15. At Burwell		64.4	1.47	97		0.45	216	1.15	61	10					

*) Approximately Bankfull Discharge 2) R was estimated by using $R = (Q / (B \cdot S))^{1/3}$ 3) Estimated by K. Yamamoto.

Name of River	Q ^{m³/s}	i	B ^m	d ^m	R	Q _i	B/R	Index of meandering	U ^{m/s}	U ^{ft/s}	U ^{mi/hr}				
Calamus River		$\times 10^3$													
16 Near Burnsville	15.6	1.09	52		0.44		11.8	1.05	44	10			Double bars		
17 Near Harrope	12.7	1.02	20.4		0.72		2.8	1.06	68	10			meandering		
North Lays River															
18 On Ord	63.7	1.10	138		0.59		23.4	1.06	59	10					
19 On Scotia	120.3	1.21	156		0.51		195/100	1.09	89/60	10/20					
20 Near Catesfield	122	1.20	127		0.59		140/15	1.04	102/69	10/20					
21 Near St. Paul	166	1.07	152		0.66		145/200	1.2	94/63	10/20			4-5 line bars	Br = con 70 m.	
③)															
River channel patterns:	Braided, meandering and straight. by L. B. Legend M. G. Walmen 11.8.6.8. 12.8.10.12. 12.8.10.12. 202-B														
	Estimated bankfull discharge $\times 10^3$	Bankfull width	Bankfull depth	Channel width	Channel depth	Channel width	Channel depth	Channel width	Channel depth	Channel width	Channel depth	Channel width	Channel depth	Channel width	Channel depth
6 Little Fork R.	14.7	4.9		4.4											
7 New Fork R.	7.4	4.7													
8 Green R.	4.8	3.4		1.7											
9 Beaver Creek	17.5	6.6		1.8											
10 New Fork R.	6.5	5.1													
11 Horn Creek	10.6	7.2		3.7											
12 Cottonwood Creek	23	1.1		2.4											
13 "	20	4.1													
14 Green R. at David	57	0.5													
15 "	14	2.9		2.4											
16 "	42	2.9													
17 New Fork R.	87	2.9		4.8											
21 Duck Creek	1.4	0.19	2.4												
22 Snake R.	198	2.1													
23 Buffalo R.	34	0.45	4.6	5.1	1.25										
24 Wind R.	9.6	4.7	9.1	5.1											
25 Du Bois Creek	10.3	0.98	8.2	1.2											
26 Popoia R.	48	1.84	30												
27 Little Pipe Creek	7.4	1.73													
28 North Branch	7.0	3.1	6.7	4.9											
29 Samara Creek	32.8	0.6		2.2											

Vm.
P. 6m

Wyoming

[illegible]

	Q	i	B	d _m	R	Q _i	B/R	channel pattern	Q _s								
27 Bangis R.	84900	0.066						B									
285 Yahan R.	12085	0.095						M									
287 Chona R.	230	0.54						M									
44 Brandysine C.	45		79	9.2				S	182								
45 "	62		28	11.7				S	065								
49 "	70		28	5.8				S	065								
51 Friedlin Flume	0.0042		0.63					M	61								
51 "	0.0028		0.46					M	4.9								
55 "	0.0014		0.70					M	0.8								
54 "	0.0006		0.28					M	2.1								
67 Barton Brook C.	19.5		9.4	0.63				M	61								
82 Middle River	7.9		9.4					M	65								
259 Brook's Flume	0.0079		0.2					S	1.03								
257 "	0.0059		0.2					S	1.21								
260	0.0059							M	4.2								
260	0.0050							M	0.8								
260	0.0050							M	4.4								
260	0.013							M	4.2								
260	0.0028							M	7.2								
260								M	4.9								
261a			690					M	8816								
261a			1094					M	12700								
261c			851					M	9940								
261d			400					M	6200								
I 1. Mahanadi	17263								6570								
I 2. Berapa	9169								2280								
I 3. Mahanadi	6700								4920								
I 4. Chitrala	9560								5100								
I 5. Pyka	9160								7430								
I 6. Nuna	4390								9190								
I 7. Chitrala	9141								2550								
I 8. Katjuri	4500								0280								
I 9. Surua	7400								4080								
I 10. Bhargavi	1300								2190								

[illegible]

[illegible]

あ と が き

なぜ河川における土砂の動態にこだわらなくてはならないのだろうか。

私が河川に関する仕事を始めたころは、日本経済の膨張期だったこともあって、河川技術における構造物主義、機械力主義の考え方が、河川技術者の中にまん延し、河川の土砂動態などはどうでも良いという風潮が強かった。その後、都市域の洪水被害の増大化とともに、河川と流域の関係を见なおそうという雰囲気が強くなり、河川の研究も人間と河川との対応をどう戦略的に位置づけていくかという研究が多くなった。もちろんこの方向は、まちがっているわけではないが、その戦略論の中に、自然に対する認識を増していこうという努力が不足し、物象化された数字(量)の中で戦略を展開しているように思える。どちらにしても、河川の動態に対する深い認識を増そうという努力が欠落し、いつか破綻がやって来るように思えてならない。自然、土地、社会に対するバランスの取れた認識の無い所にどうして立派な戦略が展開しえようか。たとえば計画高水流量時の水位をどれだけ適確に予測しえる河川技術者がいるのだろうか。不等流計算で計算された水位をあたかも真理のように物神化する風ちょうはどこからでてきたのであろうか。

河を知れば知るほど、河の動態に関する知識の不足が痛感される。

ところで河川工学的視点から河川の動態をどういう風に把握していけば良いのであろうか。土砂水理学に対する現場技術者の不信は非常に根強いものがある。たぶんこの原因は、河川を木にみたてれば、多くの土砂水理学徒が、葉っぱの組合せで枝を理解し、それを幹につなげようとする分析主義、解釈学に陥っているからであろう。まず、すなおに自然から学ぶ態度、事実の集積から出発し、人間が作り出した観念の中で河を見ないことが必要であろう。木を見て森をみないようなことにならないようにいつも気をつけ、個別河川技術論をいつも河川における土砂の動態論と結びつけていくことが大切であろう。

今後の課題としては、

1, 土砂の堆積環境に関する認識を深めること

(河道堀削、ヘドロの堆積、高水敷の維持等々)

2, 勾配変化点の特性に関する認識を深めること

(勾配急変点は、河川における一つの Unit と他の Unit の結節点である。この結節点に関する知識の無い段階では、この結節点を含む現象解析にはもう少し慎重でありたい。たとえば河床変動の計算、砂利採取問題、海岸浸食問題)

3, 中規模河床波の動態に関する認識を深めること

(護岸論、取水論、河道平面計画論)

4, 河川構造物(ダム等)、人間による河川への干渉

(河道堀削、河道放線形の変更、放水路)が河川におよぼす影響に関する認識を深めること等々が重要な問題となろう。

最後に筆者の U. S. G. S. の滞在中、種々の便宜を計って下さった Dr. Carl. F. Nordin に深く感謝したい。

1979年12月7日

山 本 晃 一

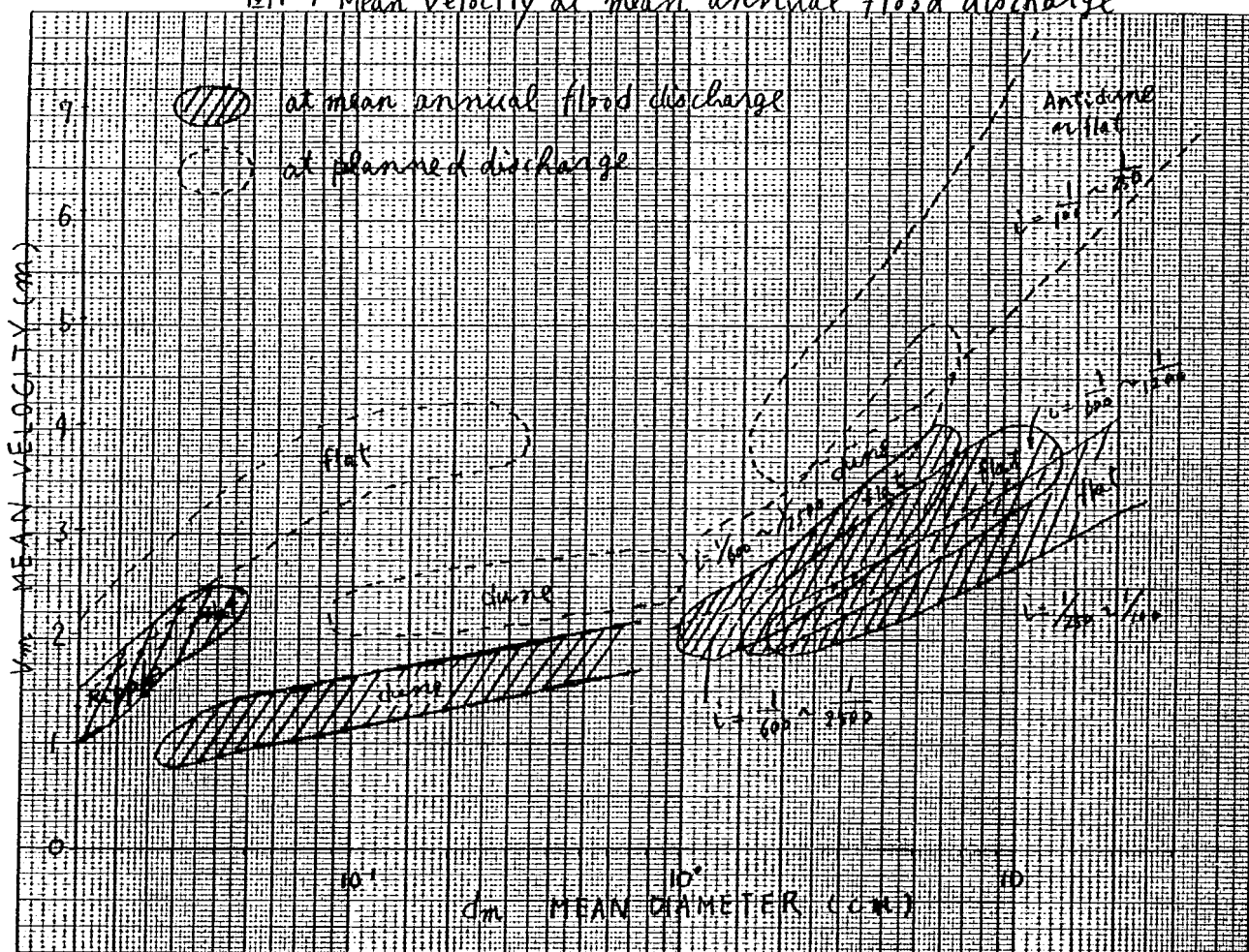
付

記

本報告では河道のスケールを対浸食性ということでのみ説明してしまった。河川とは浸食と堆積を同時に行っているものである。従って対浸食力とは、また堆積限界の指標であるという視点が欠落している。なお図7は訂正が必要である。 下図を参照せよ。

山 本 晃 一

図1-7 Mean Velocity at mean annual flood discharge



河床材料から見た河川の特徴

山 本 晃 一*

はじめに

すぐれた河川技術者とは、彼が対象としている河川の特徴をとらえ、それに見合った河道計画を打ち立てられる人であると言って良い。河川の特徴を安芸岐⁽¹⁾は河相という言葉で表現したが、戦後の河川工学は力学的、分析的な方法論が主流となり、木下良作⁽²⁾、橋本規明⁽³⁾等の仕事を除けば、河川でおこる種々の現象をありのままにとらえ、それを河相として記述していく努力はあまり見られなかったように思える。

筆者は川に関係する仕事に関わって7年位になるが、河道特性の共通性を把握し、それを表現していくことが河川の研究にとってもっとも大切なことだということを痛感するようになった。

本論では筆者が気づいた川の共通性を河床材料を通して述べ、今後の河道特性論(河相論)への手がかりとしてみたい。

1 河川材料の粒度特性と地質、地形

河川材料の粒度特性は、まず第一に生産土砂の粒度分布特性とその量に影響される。量については地形学者による山地解体速度の把握、ダム管理者や河川管理者によるダム堆積土砂量予測、砂防工法の評価、骨材資源の量的把握という目的のために調査され、日本における土砂生産量の把握は、ある程度可能となってきたが、その質(粒度特性)については、ほとんど明らかにされていないというのが現状である。

私の知っているかぎりでは、小川博による岩質による物理的風化作用の相違に関する記述⁽⁴⁾、ドロシー、カール(Dorothy Carroll)⁽⁵⁾による岩石風化物の粒度分布特性に関する記述⁽⁶⁾があるのみである。

山地で生産される土砂の粒径は、山地の地質、岩質の違いによって大きさが異なり、またそれに応じて特定の粒径の所に粒度分布のピークを持っている。このような生産土砂は、川を流下するにつれて、流水によってふるい分けられ、その流水の力(掃流力)に見合った粒度分布特性を持つことになる。

図-1、図-2は、河床材料の分布がどのような特性を持っているかを調べるために、日本の河川88地点の平均粒径 d_m と d_{84}/d_{16} の関係、河床勾配と平均粒径の関係を示したものであるが、これから次のようなことが言え

う。なお d_{84} 、 d_{16} はそれぞれ 84%、16%通過粒径である。

河川材料の平均粒径が10cm以上の所では、そこに働く掃流力が大きく、小粒径(砂分)のものは下流側に輸送され、河床材料の大部分は礫質となり均一性が大きく、砂分はあったとしても10%以下となる。平均粒径1~7

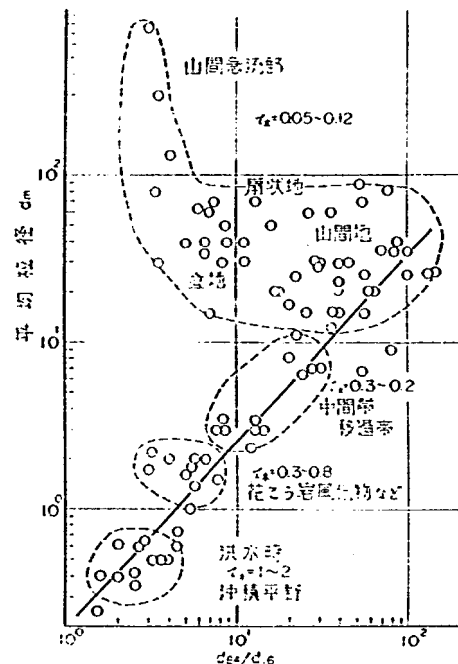


図-1 全国一級河川の平均粒径 d_m と d_{84}/d_{16} の関係

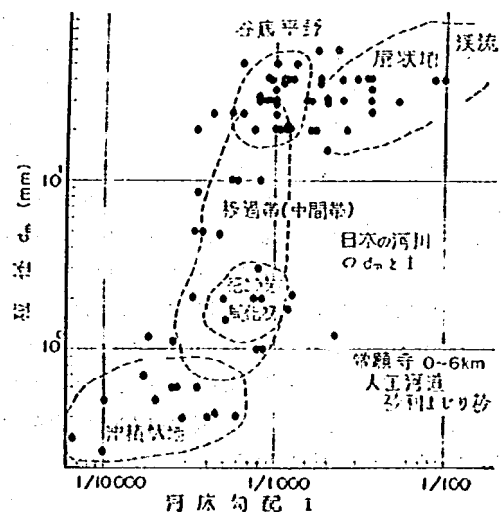


図-2 河床勾配と平均粒径

*建設省土木研究所河川部河川研究室主任研究員

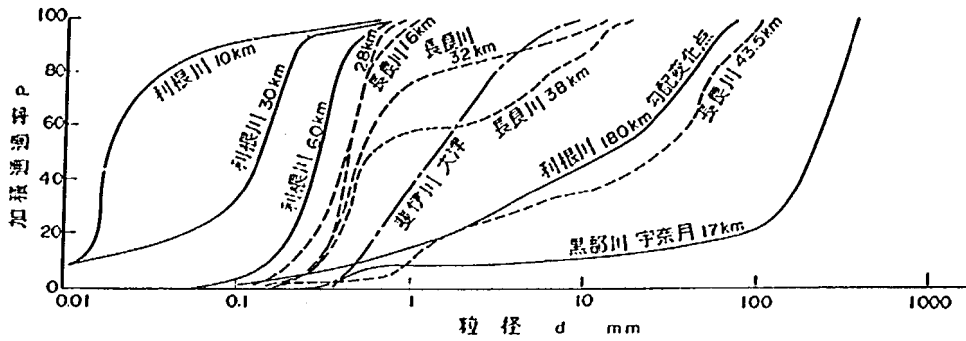


図-3 河床材料の代表的分布形

cmの河床材料は顕著な二峰性の粒度分布を持ち、砂利成分70~80%、砂成分(0.5mm前後が多い)20~30%を持ち、 d_{84}/d_{16} が非常に大きくなる。平均粒径1cm~0.4cmの河床材料を持つ所では、扇状地、山間地から沖積低地に変化する地点で、このような所では河床堆積物は砂層と砂利層の互層になりやすく、洪水に応じて河床材料が大きく変わりやすい。これより粒径が小さい所は、砂利分(1cm以上)が上流で抜け落ちた後の河川堆積物であり、河床材料は均一性を増してくる。均一性が一番良いのは河床材料が0.3~0.4mm位の所であるが、これより細かい所では、河川材料は再び二峰性をおびるようになり、砂分(0.2mm前後)とシルト(0.06~0.1mm)を河床材料に持つようになる。図-3に、河床の粒度分布の典型例を示しておいた。

河床材料とその分布特性を地形との関連性で述べれば次のごとくである。

河床材料の平均粒径が20cm以上であるような、急流の谷を流れるような河川、および急勾配扇状地の河川では、黒部川宇奈月(河口より17km)での河床材料分布に示されるように顕著な二峰性の粒度分布を持ち、小粒径成分は少なく、また大粒径の分級は良い。

通常の扇状地河川では、長良川43.5km、利根川180km地点のような粒度分布を持ち、扇状地から緩勾配の変化点直下流では、長良川36kmのように砂分が多くなり、砂利分が急減する。通常砂利分が抜け落ちた後の河床材料の縦断方向の変化は小さいが、河口近くの人工水路(川幅が上流より広がっており、また水深も深い場合)の所では、河床材料が砂分からシルトに急変する場合もある。また利根川40kmより下流のように、砂分内での分級があり40~50kmより上流の $d_m=0.03\sim0.04$ cmの砂から0.015~0.02cmに変化する場合もある(利根川の場合は、40kmより下流は汽水湖的性格が強い所である)。このように上流部で生産された土砂は、河川に働く営力(掃流力)に応じて沖積面を作りながら堆積する。このことは堆積物の質を知ることによって、そこに働く営力を知ることができることを示している。

2 河川の水路特性と河床材料

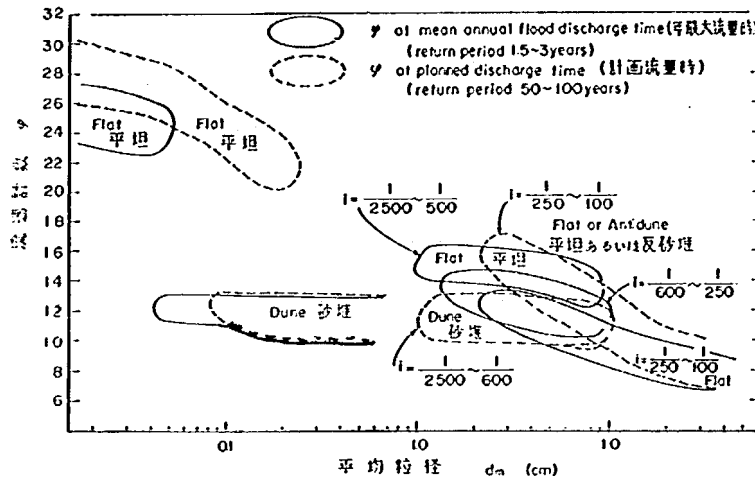
前節において、河川地形、地質と河床材料の関連性について述べた。ここでは河川の水路特性(川幅 B 、勾配 I_b)と河床材料、河川に働く営力との関係について検討してみよう。

河川の水路特性としては低水路の形状を検討の対象とする。低水路は洪水(河川に働く外力)に応じた自己調整作用の中にあると考えられるからである(もちろん日本の河川の低水路は半人工河道であるが、洪水は人的作用を調節し、それに見合った勾配、河床材料をかなり短い時間で作ってしまうようである)。河道を作る洪水として、平均年最大流量 Q を採った。低水路満杯流量がほぼ上述の値に近いことから選んだだけで、この流量が河道を作っている支配流量ということではない(より詳しく検討しようとするれば、出水特性の異なる日本海側、太平洋側、北海道等と地域区分ごとに調べるか、気候特性や、地域特性を含んだ流量にするべきであろう)。河床材料の特性としては平均粒径 d_m を採った。

前節で述べたように河床材料は河床に働く掃流力に対応した所に堆積すると考えられる。つまり河床材料の平均粒径と河床に働く掃流力の間には、ある種の関係が存在すると考えられる。そこで平均年最大流量時の無次元掃流力 $\tau_{*m}=u_*^2/sgd_m$ と河床材料の平均粒径 d_m との関係を求めてみた。その結果が図-5に示されている。

具体的な τ_{*m} と d_m の関係を求めた手順は次のごとくである(なお Q 、 B 、 I_b 、 d_m から τ_{*m} を求めるためには、河道の流速係数 $\phi=u_m/u_*$ が分かっている必要はない。日本の一級河川の場合、年最大流量時の ϕ は河床材料および I_b によってほぼ決まり図-4のような値となっている³⁾¹⁰⁾。ここで u_* 、 s 、 g 、 u_m はそれぞれまさつ速度、河床材料の水中比重、重力加速度、平均流速である。

- 1) 河床材料があまり変化しない河道区間を選ぶ。
- 2) その区間の平均的な低水路幅 B を求める。
- 3) その区間の河床材料の平均的な d_{60} を求め、平均粒径の代わりとする。

図-4 年平均最大流量時の流速係数 ϕ (ただし1級河川)

- 4) その区間の河床勾配を求める(水面勾配を使ったものもある)。
- 5) その区間に一番近い流量観測所の資料より、平均年最大流量を求める。ほとんどの資料は昭和40年から49年の10年間の平均である。
- 6) 河床材料、勾配、河川地形、および粗度観測資料より、筆者の判断によって流速係数 ϕ を決める(ほぼ図-4に近い値となっている)。
- 7) 以上の水理資料より径深 R を次式より求める。

$$R = (Q/\phi B \sqrt{g} \sqrt{I_b})^{2/3}$$

- 8) 無次元掃流力 $\tau_* = RI/d_m$, $u_*^2 = gRI_b$, B/R , R/d_m を計算する。

- 9) なお低水路満杯流量 Q_B と平均年最大流量との関係がどうなっているかを調べるため、低水路がはっきりしているものは、満杯時の平均水深 H_B を使い

$$Q_B = \phi \sqrt{g H_B I_b} \cdot B$$

を求めた。また実測値のあるものはその値を求めた。次に低水路満杯時の τ_{*m} , H_B/d_m を求めた。

この作業時に気づいたことを述べると次のごとくである。

- (1) 平均年最大流量と、低水路満杯流量は、ほぼ同程度の値となり、一般に言われている低水路満杯流量は、2~3年に1回の洪水であることが、ほぼ正しいが、中には、低水路満杯流量が、平均年最大流量よりかなり小さいものがあつた。例を挙げると、

渚滑川 3~5km, 芦田川 8~10km, 木曽川下流, 揖斐川下流, 遠賀川下流, 淀川下流等である。

この原因として木曽川下流, 淀川, 遠賀川などでは航路維持のための長大水制によって川幅を狭めていること, 人工掘削河道の部分が多いことが原因と考えられるが、デルタ性河川では、まだ十分に高水敷が形成されていないのかもしれない。

- (2) 洪水特性の異なる日本海側河川と、太平洋側河川

とでは、洪水時の τ_{*m} と d_m の関係が多少異なると思われたが、有意な差を認めることはできなかった。

- (3) 砂利河川では、粒径の場所的な変化が激しく、計算に使った粒径が、その地点の代表粒径と一致しない確率が大きくなり、 τ_* と d_m の関係におけるばらつきの大きい原因となつた。

なお図-5には、サイモンズ(Simons)⁶⁾等の報告による、安定しているcanal^{注1)}のほぼ満水時の τ_{*m} と d_m の関係、および、レーン(Lane)⁹⁾による安定水路設計のための τ_{*m} と d_m の関係、および外国河川の水路満杯流量時の τ_{*m} と d_m の

関係も示しておいた。

この図より次のことが読み取れよう。

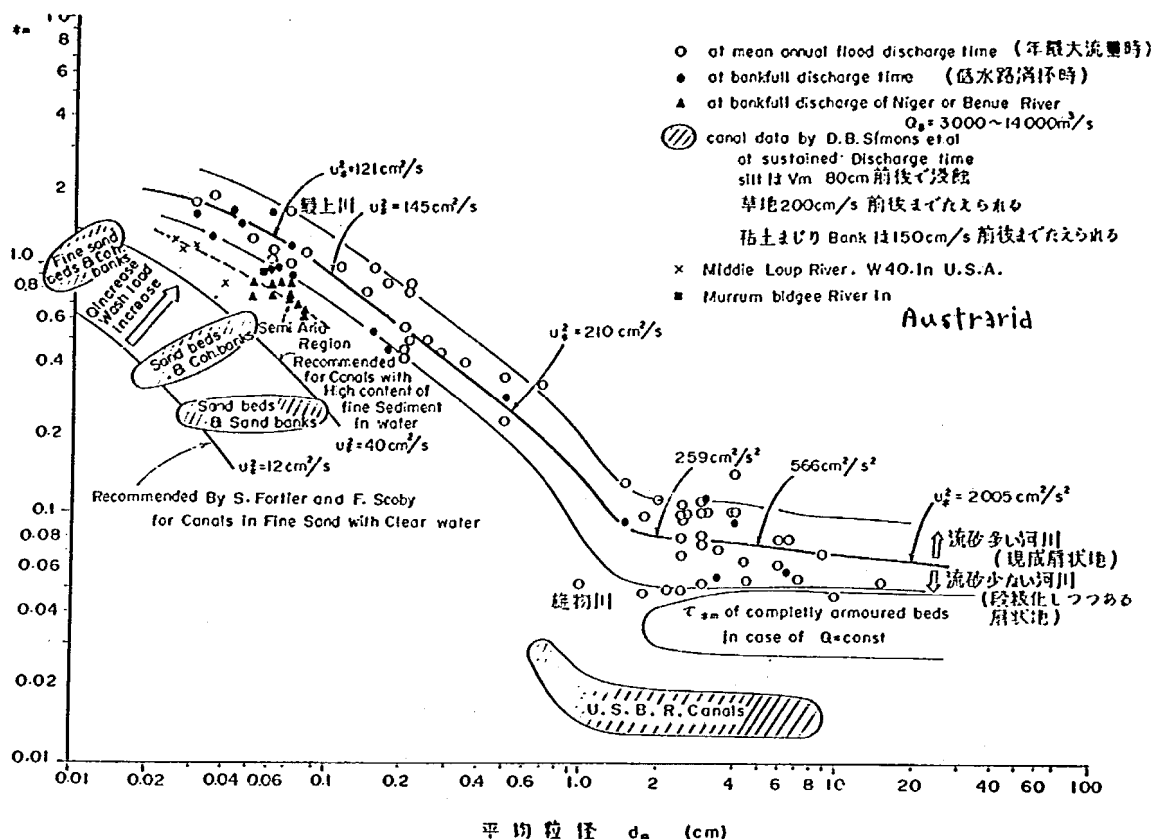
- (1) 河川の河床材料は、洪水時に河床に働く力(掃流力)と密接な関係があることを示し、河床の掃流力に対応した粒径を持つ。

(2) 平均粒径1cm以上の河川では、勾配の急な扇状地河川でも、勾配のゆるい谷底平野河川でも、 $\tau_{*m} = 0.05 \sim 0.1$ の間にある。このことは数年に1回起る洪水で、河床が全面的に動き出すことを示している。粒径によらず、 τ_{*m} がほぼ移動限界より多少大きい値であるのは、河床材料が1cm以上になると、その粒径の土砂を動かすための掃流力(ほぼ V_m の2乗に比例する)が大きく、河岸物質がその掃流力に耐ええないために、洪水時に河床の土砂が、動き得るぐらゐにまで河幅が広がってしまうためと考えられる。なお下刻しつつある河川では τ_{*m} が多少小さく、流砂の多い現成の扇状地では τ_{*m} が多少大きくなると思われたが、 d_m の評価等の問題があつてはっきりさせることはできなかった。

ところで河岸が河床と同一の砂で構成された人工の小実験水路に通水した場合、最終状態の河床が平坦であれば、水路の τ_{*m} は0.05~0.1程度であり、また河床構成材料が、細かく砂れんの発生する場合には、 $\tau_{*m} = 0.2 \sim 0.3$ 程度になるように、水路幅を形成している(つまり、河床の土砂の移動が急激に増加するくらいの川幅、勾配となっている¹¹⁾)。

扇状地河川が上述の平坦河床の場合に相当し、砂を底質に持ち、側岸物質が非粘性の水路の場合が砂れん河床に相当していることになる。砂利河川で側岸が粘性である谷底平野河川や、中間地帯、盆地の河川でも、 τ_* が0.05~0.1であるのは、側岸の対浸食力が、河床材料を移動させる力より小さいためである。

注1) 安定している canal とは護岸がなされていない土質の水路で、河岸が侵食されず、また土砂の堆積侵食の生じないような水路である⁹⁾。

図-5 平均年最大流量時および低水路満杯時の τ_{*m}

粒径0.5cm以下の河川では、 τ_{*m} は d_m にほぼ反比例して大きくなる。これは側岸物質が、粘土まじりシルトや、粘土まじり砂となり、側岸の耐浸食力が河床物質を動かす力より強い場合、側岸の流水に対する対浸食力に見合った河道を形成するためと考えられる（これは河道が洪水に対して横方向に移動しないと言うことを意味しているのではない。横方向に完全に移動しない河道は、たぶん、ワッシュロード（fine sediment）を河水中に多く含む水路で安定な条件である $u_*^2=40\text{cm}^2/\text{s}^2$ つまり $V_m=1.0\text{m/s}$ 位の状態の河道であろう）。

なおアフリカのベヌー（Benue）川、ニジェール（Niger）川、オーストラリアの Murrumbidgee 川の水路満杯流量時の τ_* が日本の河川より小さいのは、洪水継続時間の違いによるものと考えられる。また手元にある資料より北アメリカ大陸の砂利河川の水路満杯流量時の τ_{*m} を推定してみると、 τ_{*m} が極端に小さい例が多い。これは砂利が氷河によって生産され、氷期後の気候変化が、この砂利を動かすだけの十分な河川流量を生じさせていないためと考えられる。

(3) 河川の平均最大流量 Q 時の川幅 B 、河横 A 、径深 R 、 F_r は、図-4、図-5および河床勾配 I_b 、 d_m と次式より

$$R = \frac{\tau_{*m} \cdot s \cdot d_m}{I_b} \quad (1)$$

$$B = 1/\phi \cdot \tau_*^{-3/2} \cdot s^{-3/2} \cdot d_m^{-3/2} \cdot g^{-1/2} \cdot I_b \cdot Q \quad (2)$$

$$A = 1/\phi \cdot \tau_*^{-1/2} \cdot s^{-1/2} \cdot d_m^{-1/2} \cdot g^{-1/2} \cdot Q \quad (3)$$

$$R/d_m = \tau_* s / I_b \quad (4)$$

$$B/R = 1/\phi \cdot \tau_*^{-5/2} \cdot s^{-5/2} \cdot d_m^{-5/2} \cdot g^{-1/2} \cdot I_b^2 Q \quad (5)$$

$$F_r = \phi \sqrt{I_b} \quad (6)$$

推定することができる。上述の関係を使って求めた、 R 、 F_r 、 R/d_m を図-6に示した。同図中には、実河川の水深、勾配、粒径の関係をに入れておいた。ほぼ推定値に近い所に、実河川資料は存在する。また洪水時の流速と粒径の関係を図-7に示しておいた（粒径0.5mm以下の河川では洪水時、河床が平坦河床であったことがあり、それに対応した河道計画（計画粗度等）となっているが、0.6～2mm前後の河川では、計画高水路河床が平坦河床になり、 ϕ が増加し、流速が3～4 mに達するという計画になっていない所が多い。今後このような河川での河道計画に当たっては、河床の形態変化に対する考慮が必要となる。特に放水路、遊水池計画には考慮が必要である）。

(4) レジーム論（Regime theory）によれば

$$B \propto Q^{1/2} \quad (7)$$

と言われている。ところで(2)式はこの式と形が異なっている。この相違の原因は次のごとく考えられる。

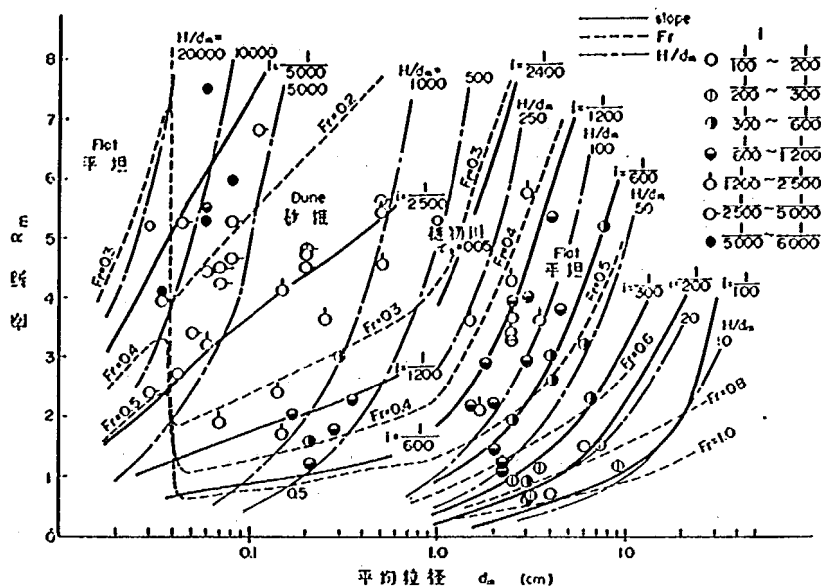


図-6 平均年最大流量時のフルード数、平均水深

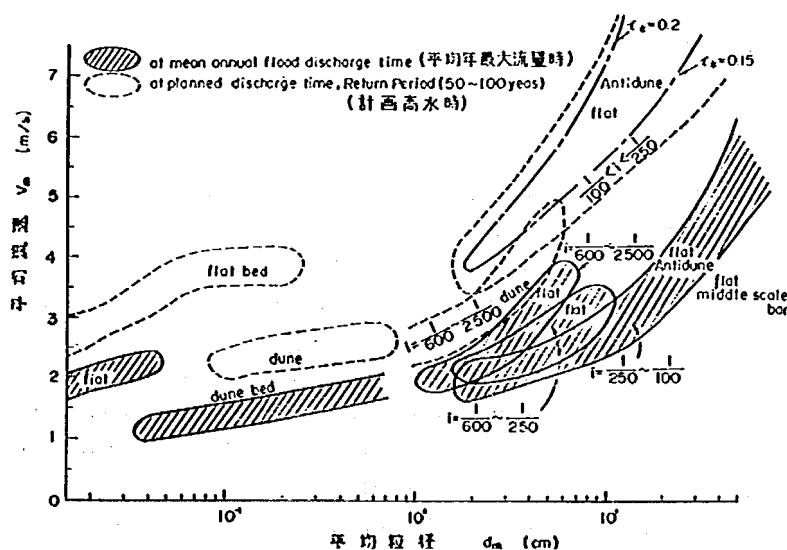


図-7 洪水時の低水路平均流速

筆者の場合は、 I_b , Q , d_m を独立の変数としているが、レジーム論においては、 I_b , Q , d_m が独立の変数となっていない。つまり Q が大きい所では、 I_b , d_m が小さく、 ϕ が大きくなるという縦断方向の変化の関係を含んでいる。これが筆者の表現法とレジーム論の表現法に大きな差をもたらした原因である。レジーム論で使われる関係は、気候や地形の違う所では、 I_b, Q, d_m の関係が異なるのでそのまま適用すべきでない（レジーム論の中には気候や地形にかかわらず普遍的な関係式もある。たとえば蛇行長と川幅の関係等）。日本の河川では I_b, Q, d_m を独立変数として、河道形状を見た方が、 I_b, Q, d_m の関係が河川ごとに大きく異なっているため良いと思われる。

(5) (2)式によると川幅は、河床の d_m および、 r_{+m} の50%の違いに対して、約80%近く違って評価される。この

ことは扇状地河川の場合、(2)式および図-5によって川幅を評価すると、評価された値と実際の値と2～3倍の差が生じる場合があることを示している。ただし(7)式を使えばより誤差は大きなものとなろう。

(6) ここでは詳しく述べないが、河道の平面形状特性、平面形変動特性も Q, I_b, d_m によって分類可能であり、また類ごとの違いの要因の説明も可能である。たとえば、自然河道の場合急勾配の扇状地河川では、水深が浅くフルード数も 1 に近いため、大出水時には、流路変更が起りやすく、このことが結局扇面を作っていくこと、中間地帯では、河床は小砂利であるが、勾配が緩くなり、水深が増すため、はん濫によって堆積した粘土まじり砂が、河岸物質となり、河岸の耐浸食力が河道に働く掃流力に比し小さく、河岸浸食が起りやすく、河道の平面形状は蛇行、迂曲し、自然短絡が起りやすいこと、緩流部の沖積低地では、河岸物質が粘土まじりシルトとなり河岸の耐浸食力が増すにもかかわらず、河道に働く掃流力が小さいため、河道の横移動が小さく、河道の平面形状が安定している等々である。

3 河道の人工的改変と河道の応答

図-5の関係から大幅にずれるような河道の人工的改変を行なうと、河道は改変された状況に応じるように変化する。ここでは前述の結果や今まで筆者が知り得た情報を元にして、河道の人工的改変と河道の応答について述べてみたい。

なお河川における応答を考える場合、対象とする現象の違いによって、それが現れてくる時間スケールが異なることに注意しておかなければならない(河道掘削による水位低下は即時的であるが、掘削された河道の上昇はより時間がかかる)。

(1) 勾配の変化、ただし側岸の浸食を許す場合
蛇曲河道のショートカットは河床の勾配を変える。一般に、ショートカットの上流は河床低下、下流は河床の上昇と河幅の拡大が生じる。このようなショートカット

を連続的に行なうと、迂曲河道の河道距離は $1/1.5 \sim 1/2.0$ に短縮され、勾配は $1.5 \sim 2$ 倍にもなる。このようなショートカットの連続によって河道勾配が急になった河川は多いが、河床の低下が急激に起こり、元の勾配にもどるといふ例は無いようだ。たしかに、ミシシッピ川のように、再度蛇行を始め元の勾配にもどろうとする傾向はあるが、護岸等によって蛇行の進行を防いでも河床の低下は急激には進まないようである。これは勾配の変化を川幅の増加によって流れの強さを調節するらしい。たとえば肝属川 ($d_m = 0.8\text{mm}$) のでは、ショートカットにより勾配が $1/2000$ から $1/1200$ に増加したが、川幅が増加することによって河床の急激な低下は生じていない。

このほかにも多くの河川で沖積河道の連続的ショートカットは川幅の増加をもたらしている。

勾配の人工的改変による砂河川の変化は、縦浸食よりも、側方浸食によって調節され、改変前の τ_{*m} とほぼ同一の値になるように川幅を変化させるらしい。

(2) 流送土砂量の減少

ダムの建設は、下流への流送土砂を減少させ下流の河床低下を生じさせるが、扇状地全体を低下させるわけではない。扇状地扇頂部では、河道内の低い所を流水が流れ、今まで網状であった所が、蛇行河川に変わり段丘状の河道を作っていくが、その低下量は大きなものではないようだ。これはダムによる洪水の平滑化と砂利河川では河床材料が限界掃流力に近いためアーミングによって静的平衡にすぐ近づいてしまうためである。近い将来扇状地を段丘化するほど河床低下があるとは思えない（気候が変わりアーマコートを破壊するような大出水が続けば段丘化する。このことは治水容量の大きいダムほど扇頂の下刻化が小さいだろうことを示そう）。扇端部では上流で浸食された土砂が堆積し河床はむしろ上昇する。扇状地下流部の砂質部の河道は、砂分の供給低下によって、勾配が緩くなる方向に河床を変化させることになる。緩流部は水利用も高く、将来問題となろう。

なお砂防ダムは確かに流送土砂を減少させるが、下流部の砂河川への土砂供給量を大幅に減少させているとは思えない。砂防ダムが下流に及ぼす影響を論ずる場合には流送土砂の質的側面をしっかりと把握しておかなければなるまい。今後の検討課題であろう。

(3) 河道の人工的改変と応答速度

河道の人工的改変によってまず応答する反応は、砂利河川では、粒径、次に川幅、次に河床高であるようだ。砂河川では粒度の均一性が良いため、川幅、河床高、粒

径の順になろう。ただし砂河川においても改変量が大きいと粒径の変化がまず第一に現れることがある。たとえば、河道の大幅な河積増は、河川材料を砂からシルトに変えてしまう。

なお側岸を人工的に固定してしまうと、河床高の変化速度が速くなる。

あとがき

本論は、河道の特性の一部を述べたにすぎない。今後河道の人工的改変が河道におよぼす変化、河川構造物が河道におよぼす変化を予測するためには、本論で述べたことと河道の平面形変動特性を結びつけていくことが必要であると思っている。この場合、河川工学から見た河道、沖積面の分類を行ない、類ごとの河川営力、変動特性を記述していくこと、それに対応する河道計画、河川構造物計画を明らかにしていくことが今後の仕事となろう。また Q, I_b, d_m の内的関連性に関する知識も増してゆく必要があると考えている。

参考文献

- 1) 木下良作：石狩川河道変遷調査，科学技術庁資源局資料第36号 1962
- 2) 橋本規明：新河川工法 森北出版 1956
- 3) 山本晃一：河川における土砂の移動機構に関する研究ノート—混合粒径河床材料の移動特性— 土木研究所資料1416号予定 本報告で使用了資料等が詳しく報告されている。1978
- 5) 小田博：日本の国土（上） 東大出版会 1973
- 6) D. B. Simons and M. L. Albertson; Uniform Water Conveyance Channels in Alluvial Materials, A. S. C. E. Hy5, May 1960
- 7) Dorothy Carroll; 岩石の風化 p. 101~108 松尾新一監訳 ラライス社
- 8) 安芸岐一：河相論，岩波書店
- 9) E. W. Lane; Design of Stable Channel; A. S. C. E. July 1965
- 10) 山本晃一：河川の抵抗係数の予測法，土木技術資料 Vol. 19-7 1977
- 11) 山本晃一：相似律の観点から見た移動床の水理，土木研究所資料第1059, 1074, 1154, 1975, 1976
- 12) その他多くの文献を使用した。詳しくは3)を参照してほしい。

土木研究所資料第 1416 号

“河川における土砂の移動機構に関する研究ノート”の正誤表

誤			正
P 4	下 7	粒度分戸を持ち	粒度分布を持ち
P 4	下 11	そのもの $u_{dm}/2$	そのものも u_{dm}/μ
P 5	表 1-1	火山岩, 安岩	火山岩, 安山岩
P 10	表 10	in Austria	in Austraria
P 16	上 7	河床抵抗	河床抵抗
P 19	図 2-1	菊地川山麓	菊地川山鹿
P 17	表 2-1	d/d_{10}	d_{84}/d_{10}
P 49	下 11	$dm < d_{84}/d_{10}$	dm と d_{84}/d_{10}
P 60	下 11	常源寺川	常願寿川
P 56	上 2	低 温 地	低 湿 地
P 50	下 6	径 年 的	経 年 的
P 51	下 3	天竜川 8.9 Km地点	天竜川 8.4 Km地点
P 66	F 11~12	このほか〜である	(この文章を P 12 11 行目に入れる。)
P 75	下 10	河床波が発生している	発生しない
P 90	上 9	なお S-5-1 の場合	S-A-1 の場合
P104	下 6 行	土木式術資料	土木技術資料
P106	上 12	縦断方向の分散	縦断方向の分級
P107	下 3	流砂量を変えても	流砂量式を変えても
P108	下 9	channel log	channel lag
P109	下 17	環境水路	循環水路
P110	下 4	水平勾配	水面勾配
P113	下 10	A, B	(A と B を逆にする。)
P134	上 2	不定歪効果	不定流効果
P149	下 4	各に行われた	冬に行れた
P154	上 13	大きくて 40 cm	大きくて水深 40 cm 程度
P154	下 7	粘性底層の層さ	粘性底層の厚さ

P 50 上 15~20 浮遊砂の粒度分布を V A tube によって計ったと書いたが、ほとんどがふるい分け試験によったようである。

P 12 図 1-7 を前項の図に変える。また土木技術資料 Vol. 21-1 P 7 図 7 も前項の図に変える。

河川における土砂の移動機構に関する研究ノート〔Ⅱ〕

土研資料第1543号
昭55年2月(1978)

キーワード 混合砂, 砂礫堆, 蛇行

要 旨

河川における土砂の移動機構について述べたものである。



郵便はがき

305-□□

20円切手
をはって
下さい。

建設省土木研究所

河川研究室 御中

茨城県筑波郡豊里町大字旭一番地

No. _____

No. _____

配布先氏名

配布先住所





土木研究所資料第1543号 部

上記のとおり受領しました。

所 属 (住所)

氏 名

